

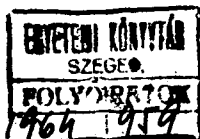
ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS

51559

1964 MAJ 3

ACTA
MINERALOGICA—PETROGRAPHICA

TOMUS XV.



SZEGED, HUNGARIA

1962

ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS

ACTA
MINERALOGICA—PETROGRAPHICA

TOMUS XV.



SZEGED, HUNGARIA

1962

Redigit

SÁNDOR KOCH

Edit

**Institutum Mineralogicum et Petrographicum Universitatis Szegediensis
(Szeged, Tácsics Mihály u. 2.)**

Nota

Acta Miner. Petr. Szeged

Szerkeszti

KOCH SÁNDOR

Kiadja

**a Szegedi Tudományegyetem Ásvány-Kőzettani Intézete
(Szeged, Tácsics Mihály u. 2.)**

Kiadványunk címének rövidítése

Acta Miner. Petr. Szeged

INTERESSANTE ABLAGERUNG VON CHALCEDON

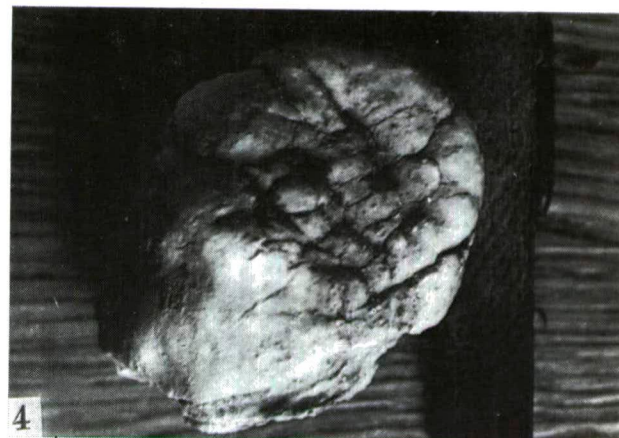
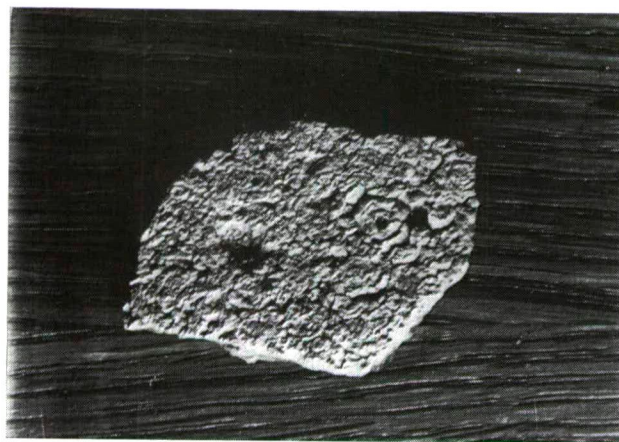
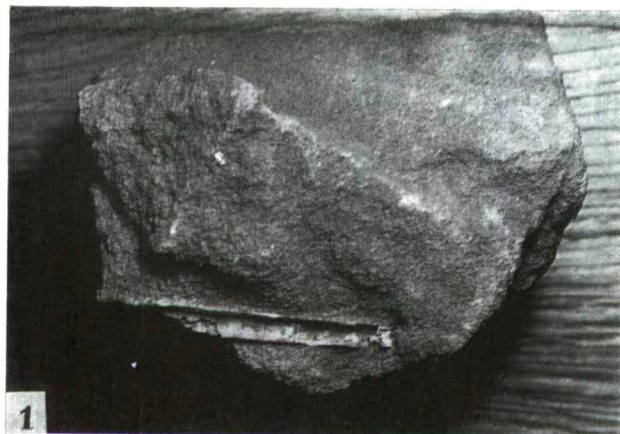
J. BÁNYAI

Székelyudvarhely-Odorhei

Es handelt sich über das Chalcedonvorkommen in den sandigen und sandsteinigen Sedimenten, welche auf dem miozänen Salzmassenkörper des transsylvanischen Beckens hängen. Diese sind nicht nur wegen des speziellen Vorkommens sondern auch wegen ihrer mannigfaltigen Pseudomorphosen interessant. Ein ähnliches Vorkommen wurde vom transsylvanischen Becken nicht erwähnt.

Es ist zwar in der Mitteilung von E. BALOGH — über in mediterranen Gyps gefundenen Quarz — einige solche Vorkommen, wo neben Quarz, als ein Übergangsform, Chalcedon zu bemerken ist — erwähnt. So z. B. bröckelt sich der Quarzeinschluss in Gyps bei Kolozsvár — Cluj, und neben den Sphero-kristallen von Quarz sind auch Chalcedon-Kugeln zu finden. Im Alabaster bei Balázsfalva — Blaj ist eingerollter, unregelmässiger, dicker blättriger, traubiger Chalcedon.

Ein von Gyps unabhängiges Vorkommen von Chalcedon ist bei Szováta-fürdő — Sovata zu finden, im lockeren, den Salzmassenkörper bedeckenden Sandstein, nach dessen Verwitterung die ausgefallenen Chalcedon-Stücke auf der Oberfläche als auffallend schöne, weisse Schuttsteine zu finden sind. Die ausgefallenen Chalcedon-Stücke zeigen mannigfaltige Grösse und Formen. Unter diesen können wir auch solche finden, welche die Form organischer Reste aufnehmen. Es gibt strohhalmartiges und grosses, ung. 2 mm dickes Bruchstück (**Tafel 1. I.**). Die andere scheint eine zerbrochene Muschel zu sein. Auf dem, bei dem ehemaligen Fundort in 2–10 mm breiten Gängen vorkommenden Blättchen sind fantastische, reliefartige Vorschwellungen. Auf einem anderen Blatt zeigen die, makroskopisch als feine griesartige Vorschwellungen scheinenden Bildungen unter einer Lupe interessante, regelmässige Formen. Im höhlenartigen Inneren einiger gangartigen Stücken sind kleine Kristallen draufgewachsen, zwischen denen glänzen wasserhelle Bergkristallen, als nachträgliche Ablagerungen und denen gegenüber sind nadelförmige kleine Gypskristallen zu beobachten. Auf die innere Wand eines höhlenartigen Ganges sind linsenförmige Chalcedonkristalle abgelagert worden. Unter den vielen, hieroglyphartigen, interessanten Formen finden wir auch dem menschlichen Darm ähnliche Bildung. Viele kleinwinzige Körnergruppen bilden eine, der Bienenzelle ähnliche Form. Eine grössere Bildung zeigt genau

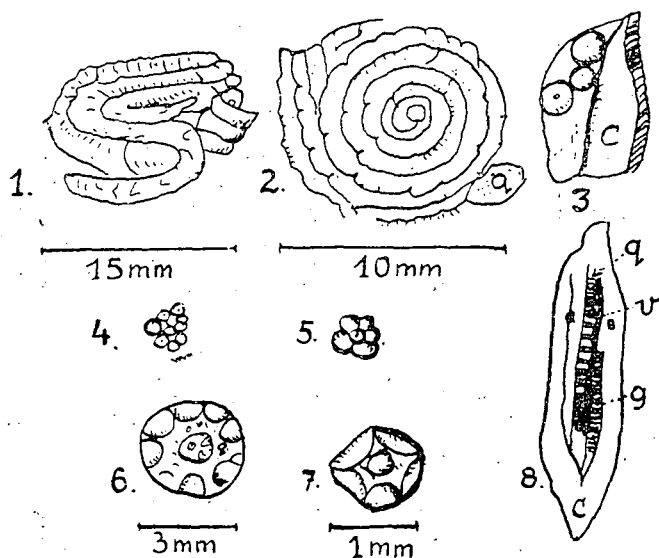


Tafel 1. Chalcedonische Pseudoversteinerungen aus den Sandsteinen der transsylvanischen Salzzone.
 1. Strohhalmartiges Rohrbruchstück. 2. Muschel-Nachahmung. 3. Erzgangabbruch mit reliefartigen Ausbildungen. 4. Korallartige Knolle, Parajd-Praid. Nat. Grösse Foto: J. András

die Form von Orbitulina. Die Reliefe mit Lupe beobachtend können wir viele solche regelmässige Formen finden, welche die Form der Korallen und Balanus nachahmen.

Es kommen in der Grösse wie ein Haselnuss oder Nuss, schwammartige Struktur zeigende Einschlüsse vor, welche auf die Schrumpfung der Geisiren erinnern.

Ein anderes Vorkommen von Chalcedon ist über dem Eingang des Salzbergwerks bei Parajd — Praid. In dem Schutt der Stürzung sind kleinere oder grössere gespaltene Chalcedonknollen zu finden (Durchm. 1—6 cm!).



Tafel 2. Vergrösserte, hieroglyphartige Muster aus chalcedonischen Pseudoversteinerungen. 1. die Nachahmung des menschlichen Darmes. 2. dem Orbitulina ähnliche Form (q — Quarz). 3. Chalcedonlinsen auf Gang (c) nat. Grösse. 4. Nachahmung einer Bienenzelle. 5., 6., 7. Korall- und Balanus-Formen. 8. Chalcedonischer Gang (c) mit Höhle (v) in der Bergkristall (q) und Gyps (g) mit draufgewachsenen Kristallen. Nat. Grösse.

Wegen des schlechten Aufschlusses ist das originale Fundort nicht feststellbar, obwohl die Feststellung des Verhältnisses zum Schlussstein sehr interessant wäre. Es ist charakteristisch auf dieses Vorkommen, dass das eine, gespaltene Ende der Knollen die Nachahmung der Mundöffnung einer grösseren Koralle zeigt.

E. BALOGH — in der erwähnten Arbeit — sagt, dass die Quarz-, Chalcedon-Einschlüsse vom, das transsylvanische Becken einmal überschwemmen, sich langsam zurückgezogenen, verdunsteten Meer stammen, in welchem der Kieselsäuregehalt im Salzgehalt des Wassers übernormal war.

Die Chalcedon-Vorkommen bei Szováta und Parajd representieren einen ganz anderen Typ. So deren Entstehung kann man nicht mit den Gyps- und

Kieselsäure Ablagerungen in Zusammenhang bringen. Es ist wahrscheinlich in unserem Fall, dass die auf niedriger Temperatur ausgelöste Kieselsäure des Quarzreichen-Sandes und Sandsteines das Material zur Chalcedon-Pseudoversteinerung geliefert hat.

LITERATUR

BALOGH, E.: Kvarc az Erdélyi Medence felsőmediterrán gipszeiben. Erdélyi Irodalmi Szemle, Kolozsvár-Cluj, III. 3—4. 1926.

ANALYTICAL METHODS OF MANGANESE ORES I.

Separation of iron, aluminum, manganese, calcium and magnesium by ion exchange method and their complexometric determination

GY. GRASSELLY

Institute of Mineralogy and Petrography,
University of Szeged

INTRODUCTION

Intending to carry out the analysis of manganese oxide ores, the following components are to be determined in general: MnO , O , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO , MgO , BaO , Na_2O , K_2O , SiO_2 , P_2O_5 , CO_2 (carbonate), C (organic), H_2O , S . Beside the components mentioned sometimes the determination of copper, lead, cobalt, nickel and occasionally that of the arsenic and zinc is needed.

The analysis of oxide manganese ores is not one of the simplest tasks of ore analysis, among others, due to the great number of the components, even taken into account the components generally to be determined.

The modern, instrumental analytical methods, the rapid determinations worked out by combination of complexometric ones and ion exchange technique are more and more gaining ground in the field of the silicate analysis, mentioning merely the well known papers of SHAPIRO, BRANNOCK and RILEY, respectively [1956, 1958]. These methods offer the possibility to carry out precisely numerous silicate analyses within a relatively short time.

The analysis of manganese oxide ores can not be considered a simpler task than that of the silicates. Though, during the daily routine analyses of manganese ore mines the determination of moisture, SiO_2 , Fe_2O_3 , MnO and P_2O_5 content is generally sufficient from the point of view of the practical valuation of the ores, among other practical viewpoints the geochemical study of the manganese ore deposits necessitates to have rapid analytical methods for the analyses of manganese ores as in the case of silicates securing the accuracy, the rapidity and the possibility of furnishing of numerous data in relatively short time.

It seems to be useful to examine the possibilities of applying of the ion exchange technique for the separation of some major components followed by their complexometric determination.

THE POSSIBILITIES OF THE SEPARATION OF IRON-ALUMINUM-MANGANESE-CALCIUM-MAGNESIUM

The application of ion exchangers as well as that of the suitable complexing agents furnishes different possibilities of the separation. These methods can be divided into two groups in general: in the first group anion exchangers in citrate form are used, then the cations forming citrate complexes remain in the resin bed, whereas the others pass into the effluent. This method is applied by SAMUELSON, LUNDÉN and SCHRAMM [1952, 1953] to separate alkalis and alkali earth metals from the other metals and similarly this is the essence of the separation of the alkalis in the RILEY's rapid silicate analysis [1958].

In the second group methods using cation exchangers in hydrogen or sodium cycle can be arranged. Adding to the influent complexing reagents forming stable complexes with iron, aluminum, (titanium) at a definite pH, these components as stable complexes pass through the resin bed, whereas the others remain in the bed and they can be selectively eluted from the bed and finally in the effluent they can be determined.

From the point of view of our task the methods of the latter group seemed to be more convenient. USATENKO and DATSENKO [1948] used cation exchanger (Wofatit KPS 200 in hydrogen form) to determine the calcium and magnesium content of iron ores. The iron and aluminum were complexly bound by addition of citric or tartaric acid, passing thus into the effluent, whereas the calcium and magnesium were taken up quantitatively during the passage. After elution with dilute hydrochloric acid, calcium and magnesium were determined in the acidic solution.

Similar is to this the method for separation of iron — manganese — magnesium according to oral communication of Miss V. TOLNAY and Mrs. STEFANIA RAPP. By this method citric acid is added to the solution to be analyzed containing iron, manganese and magnesium and the solution buffered to pH 3,5 is introduced into the column containing cation exchanger in sodium form. The iron passes through the resin bed as citrate complex, the manganese and magnesium are bound in the bed. The manganese can be eluted by known excess of disodium EDTA at pH 4,7 and after washing of the resin bed, the elution of the calcium follows with known excess of EDTA at pH 11.

FRIESE [1960] proposed a method for separation of iron — aluminum — calcium — magnesium firstly at the rapid analysis of furnace slags. It is used Wofatit KPS 200 cation exchanger in sodium form. EDTA is added in known excess to the solution introduced into the top of the column, adjusting the pH of the influent to 4. Calcium and magnesium remain in the resin bed, iron and aluminum as FeY^- and AlY^- pass through the column. The excess of EDTA in the effluent containing iron and aluminum is titrated with zinc acetate solution at pH 5 against diphenylcarbazone — vanadium-EDTA-complex indicator, determining thus the sum of iron and aluminum. The iron content will be determined in an aliquot of the stock solution to be analyzed by direct titration with EDTA at pH 2,5 against sulfosalicylic acid indicator. The calcium and magnesium are eluted together with known excess of EDTA at pH 11. Firstly the sum of calcium and magnesium is determined in the

effluent titrating back the EDTA excess with zinc acetate solution and after separating the calcium as oxalate, the precipitate is filtered off and after ignition the calcium oxide will be dissolved in dilute hydrochloric acid and the calcium is determined complexometrically in presence of magnesium-EDTA complex againsts Erioblack T indicator.

The last mentioned methods formed essentially the base of our investigations, whose aim was to find the most suitable conditions securing accuracy and reproducibility in the case of analyses of manganese ores.

The separation and determination, respectively, of iron — aluminum — manganese — calcium — magnesium content of oxide manganese ores can be carried out accurately and relatively simply according to our experiences and using ion exchange columns in adequate number the rapidity of the determinations is essentially higher than that of the methods applying classical ones.

EXPERIMENTAL RESULTS

1. Decomposition of the samples

Taking into considerations that ion exchange resin is used to separate the components mentioned, such a decomposition method can be applied, which secures that the concentration of the solution falls within the limits adequate to the ion exchange technique further that the solution introduced into the column does not contain any silica.

Therefore, the rapid decomposition method by potassium hydroxide suggested by SAJÓ [1955] else proved to be very convenient can not be taken in account, nor can be applied the simple decomposition by dilute hydrochloric acid containing hydrogen peroxide applicable for decomposition of pure manganese oxides, since the silica in various amounts in some form is nearly always present in sedimentary manganese oxide ores.

Combination of two methods seemed to be purposeful: first the manganese oxide components of the sample are to be dissolved by dilute hydrochloric acid containing a few hydrogen peroxide then the solution together with the insoluble residue is washed into a Pt-dish, the solution is evaporated and the silica is removed by treatment with hydrofluoric acid finally the traces of hydrofluoric acid is driven off by repeated evaporations with concentrated hydrochloric acid.

The single steps of the decomposition are as follows:

a) 1 g of finely powdered sample is weighed in a beaker of 250 ml, 50 ml 1 : 1 hydrochloric acid and 5—6 ml 30% hydrogen peroxide is added, the beaker is covered and heated on water bath till the decomposition of manganese oxides. If needed, the solution is kept cooling a while and further 1—2 ml hydrogen peroxide is added to the solution until the manganese oxides fully decompose. Finally the solution after a short boiling is poured and washed into a Pt-dish together with the insoluble residue.

b) 15—20 ml hydrofluoric acid of 40% is added to the solution and evaporated to dryness on the water bath.

c) 15—20 ml hydrochloric acid is added into the dish and evaporated. This step is repeated.

d) 5 ml hydrochloric acid and 30–40 ml deionized water is added into the dish, heated a while on the water bath, then poured into a beaker, boiled and after cooling the pure solution is poured into a 500-ml flask and filled up to the mark with deionized water. Aliquots of 50 ml of this solution are used for the separation and determination of the components in question.

2. Data of the exchanger bed, the conditions of the separation

Wofatit KPS 200 cation exchanger is used for the separation. The resin — after suitable grinding and sieving (particle size 0,2–0,4 mm) and purification — is transformed to sodium cycle by treatment with sodium chloride solution of 5% and finally washed chloride-free with deionized water. The inner diameter of the column is 23 mm, its height 170 mm and the height of the resin bed is 100 mm.

The solutions to be analyzed as well as the elutriants adjusted to suitable pH are generally introduced into the columns by completing to 100 ml. The volume of the washing liquid (deionized water) was in general 150 ml introducing it in parts of 25 ml.

The flow rate of the solutions as well as that of the first 100 ml of the washing liquid is generally 1,5 ml/min., the flow rate of the further 50 ml of the washing water may be somewhat greater.

To obtain accurate results all the solutions are to be prepared with deionized water.

3. The separation and determination of iron, aluminum, manganese, calcium and magnesium in manganese ores

a) *Separation of iron and aluminum from manganese, calcium and magnesium*

To the aliquot of 50 ml of the solution to be analyzed 0,05 M EDTA is added in known amount in order to have it in about 30 per cent excess related to the sum of iron and aluminum content to be expected as it is mentioned by FRIESE [1960]. The pH of the solution is adjusted to 3,5 with acetate buffer and boiled for 3 minutes, cooled and introduced into the column rinsing the beaker carefully. Iron and aluminum pass through the resin bed and get into the effluent, manganese, calcium and magnesium are quantitatively taken up in the resin bed. Following the percolation of the solution of 100 ml the column is washed with 150 ml water.

The adjustment of pH to 3,5 is essential owing to the accurate separation. FRIESE could carry out the separation of iron and aluminum from calcium and magnesium also at pH 4, in our case — considering the presence of manganese — the separation at pH 3,5 is surer taking into consideration that the manganese already at pH 4,7 can quantitatively be eluted with EDTA from the resin bed. Therefore, introducing the solution with EDTA excess at pH 4, it may occur the danger that traces of manganese would get into the effluent.

The boiling of the solution is also essential to secure the formation of stable aluminum-EDTA complex at the given pH. Not boiling the solution

a part of aluminum might not get into the effluent but would remain in the resin bed.

The too great excess of EDTA is, however, to be avoided. The excess should not be the manyfold quantity of EDTA needed to bind the sum of iron and aluminum present. Ideal is the smallest possible excess; the 80–100% excess should not be surpassed. Consequently, it is proper to take 50 ml aliquots from the solution to be analyzed before separation, the pH is adjusted to 2,5 and the iron is titrated directly with 0,05 M EDTA against sulfo-salicylic acid indicator. So the volume of 0,05 M EDTA needed to bind the iron contained in the 50 ml aliquot is determined, whereas the estimated amount of the insoluble residue observed at the decomposition of the sample may furnish at least approximate information concerning the aluminum content to be expected, if the residue consists of mainly alumo-silicates.

b) Determination of iron and aluminum

The effluent of 250 ml contains the iron and aluminum, whose sum is determined by back titration of the EDTA excess with 0,05 M zinc acetate solution.

FRIESE used diphenylcarbazone — vanadium-EDTA complex indicator at the back titration; whereas benzidine — potassium ferrocyanide — ferricyanide indicator system is suggested by SAJÓ [1955].

It was found during our investigations that the xylenol orange indicator can very conveniently be applicated instead of the indicators mentioned at the back titration of the EDTA excess with zinc acetate solution at pH 5,5–5,6. The end point is very sharp, the color turns from yellow to cyclamen red.

The procedure is as follows:

The effluent of about 250 ml is evaporated to 150 ml on water bath, after cooling hexamethylenetetramine is added adjusting the pH to 5,6, then xylenol orange indicator (in aqueous solution or in solid state as finely powdered mixture of indicator and potassium nitrate) is added as long as the solution obtains a pronounced yellow color. The EDTA excess is titrated with zinc acetate solution to the sharp end point. From the consumption the volume of 0,05 M EDTA equivalent to the sum of iron and aluminum present is to be calculated. Then 30 ml of saturated sodium fluoride solution is added to the solution titrated, boiled for 3 minutes, cooled (the color somewhat changes due to the shift of the pH), the pH is anew adjusted to 5,6 with a few drops of dilute hydrochloric acid (the color turns again yellow), a small amount of indicator is added to the solution and the EDTA liberated in consequence of the precipitation of aluminum as sodium aluminum fluoride is titrated with zinc acetate solution. From the difference of the two titrations the iron content is to be calculated.

Results of successive determinations of iron and aluminum in the same solution according to the procedure mentioned are given in Table 1. The solution is prepared as follows: 1 g of a manganese ore sample from Urkut is decomposed as described then stock solution of 500 ml is prepared. The separation and determination of iron and aluminum was carried out in aliquots

of 50 ml and 25 ml, respectively, of this stock solution. The results in **Table 1** are referred to 50 ml aliquots, hence the iron and aluminum content of the sample can be given directly in per cent.

Table 1

Successive determination of iron and aluminum in the same solution according to the method described

	mg Fe	mg Al	
found in the effluent after separation of iron and aluminum from manganese, calcium and magnesium by cation exchanger			
	3,29	0,49	
$s = \pm 0,0547$ mg	3,12	0,52	$s = \pm 0,0305$ mg
$s_x = \pm 0,0149$ mg	3,20	0,54	$s_x = \pm 0,0101$ mg
$C = 1,70\%$	3,20	0,48	$C = 5,76\%$
$E = 0,56\%$	3,26	0,55	$E = 1,92\%$
	3,21	0,52	
	3,23	0,52	
	3,23	0,52	
	3,12	0,58	
	3,24	0,56	
average	3,21 mg Fe	0,53 mg Al	

The determination of iron and aluminum can also be carried out in a way that the EDTA excess in the effluent containing iron and aluminum is determined by back titration with zinc acetate solution against xylenol orange indicator, so determining the sum of the two components and the iron content is determined by direct titration in single parts of 50 ml of the stock solution as usual against sulfosalicylic acid indicator. From the difference of the consumptions of the two titrations the aluminum content can be calculated. The data concerning the aluminum determinations in the proof analyses in the Appendix are obtained in this way.

c) *Separation of manganese from calcium and magnesium, determination of manganese*

Having separated the iron and aluminum from the other components first the manganese has to be eluted with 0.05 M EDTA solution used in known excess of 100–120% related to the volume of EDTA needed to bind the manganese to be expected. A greater excess is needless, whereas less under such experimental conditions is not sufficient to elute quantitatively the manganese. To the necessary volume of the EDTA 10 ml acetate buffer of pH 4.7 is added introducing this solution into the column, rinsing the beaker repeatedly with water, till the volume of the elutriant reaches about 100 ml.

Informations concerning the effect of the employed EDTA excess on the quantitativness of the elution of the manganese are given in Table 2.

Table 2

mg Mn added in the influent	mg Mn found in the effluent employing at the elution		
	50%	100% EDTA excess	150%
50.32	44.66	50.13	50.35
	44.36	50.38	50.43

In the effluents eluted with 100% and 150% excess, respectively, the mean value of the determined manganese is 50.32 mg, while the EDTA excess of 50% proved to be insufficient for quantitative elution of manganese added into the influent. In such cases the error is doubled, partly a lower manganese content is obtained and on the other hand the manganese remained in the column will be eluted together with the calcium and magnesium at pH 11 thus falsifying the results of the determination of the latter two components too.

In a manganese oxide ore sample from Urkut the following manganese content could be determined by the method mentioned in ten parallel determinations.

% Mn		
53.29	53.23	$s = \pm 0.1435 \text{ mg}$ $s_x = \pm 0.0478 \text{ mg}$ $C = 0.269\%$ $E = 0.089\%$
53.29	53.40	
53.23	53.34	
53.34	53.62	
53.50	53.12	
av. 53.33%		

The manganese content of the aliquots of the solutions used for proof analyses varied between 4–30 mg and to elute such amounts of manganese equally 25–25 ml 0.05 M EDTA was used.

Having percolated the elutriant through the column, the resin bed is washed as usual and a little ascorbic acid and 5 ml $\text{NH}_3\text{--NH}_4\text{Cl}$ buffer is added to the effluent of 250 ml and the excess of EDTA is titrated with zinc acetate solution against Erioblack T indicator.

d) Elution and determination of calcium and magnesium

The elution of calcium and magnesium is carried out together by 0.05 M EDTA solution in known excess, buffered to pH 11, as it is proposed by FRIESE [1960]. According to FRIESE about 50% excess of EDTA is to be used to secure a quantitative elution. In our other experimental conditions seemed to be purposeful to apply the EDTA in 100% excess.

The EDTA excess in the effluent is determined by back titration with zinc acetate solution against Erioblack T at pH 10, calculating from the consumption the volume of EDTA equivalent to the sum of calcium and magnesium.

After having determined the volume of EDTA equivalent to the sum of calcium and magnesium, the solution is acidified to pH 5–6 with dilute hydrochloric acid and evaporated on water bath to a volume of about 150 ml and after adding 0.5 g ammonium acetate and 3–4 ml acetic acid, is boiled and while boiling 30 ml also boiling ammonium oxalate solution of 3.5% is poured to the solution and is heated on water bath for an hour, then kept for a few hours. The filtered and washed calcium oxalate precipitate is ignited, the calcium oxide is dissolved in a few dilute hydrochloric acid, the content of the crucible is poured and washed into the beaker used for the precipitation. To remove the bulk of the acid, the solution is evaporated but not to full dryness. 100 ml water is added into the beaker and the pH is adjusted to 11–12 by freshly prepared, carbonate-free sodium hydroxide solution of 2% and then the calcium is determined by direct titration with 0.05 M (or 0.01 M) EDTA solution against Erioblu SE indicator to the sharp end point (the color turns from red to blue or violet blue). Concerning the experiences referring to the Erioblu SE indicator in connection with the calcium determination in the presence of magnesium see publication of G. Kovács and K. TÁRNOKY [1959].

The advantage of using Erioblu SE is that it does not react with the magnesium, therefore, the titration gives accurate results in that cases too if a small amount of magnesium would be co-precipitated with the calcium oxalate. The method outlined above is mainly proposed if the calcium and magnesium content to be expected is relatively low.

Should the calcium and magnesium content amount to more mgs the way may be followed: the percolating solution drops immediately in a 250-ml flask and after having washed the column with 130 ml water the solution is filled up to the mark. In 100 ml of this solution the sum of calcium and magnesium is determined as usual by back titration of the EDTA excess. In the other aliquot of 100 ml the calcium is precipitated in slightly acetic acidic medium as oxalate and according to the procedure mentioned above the calcium is determined by direct titration using Erioblu SE indicator. There is an other possibility too: the calcium is precipitated according to the rapid method suggested by SAJÓ, the calcium oxalate precipitate is filtered off, then washed back into the beaker used for the precipitation. The bulk of the precipitate in the beaker and its traces on the filter are dissolved with hot dilute sulfuric acid and the solution is diluted to 200 ml with hot water and titrated with 0.1 N potassium permanganate solution. The data given in the proof analyses in Appendix are obtained by this method.

It is to be noted that under the given conditions also the barium, if present, remains in the resin bed like the calcium and magnesium and the three cations mentioned will be together eluted at pH 11. Further, determining the sum of calcium and magnesium by back titration of the EDTA excess in the effluent, really the sum of the three cations is determined. Moreover, it is to be mentioned that in the presence of barium accurate results can not be obtained at the direct titration of calcium against Erioblu SE indicator and the presence of barium also interferes if the calcium is precipitated as oxalate determining its amount permanganometrically. To solve the problem, the

following way seems to be possible: first is to be determined the sum of calcium, magnesium and barium by back titration of the EDTA excess in the effluent, then to precipitate the barium as sulfate from homogeneous solution and after filtration of the precipitate to determine the amount of the barium. The precipitation of calcium as oxalate may be carried out in the filtrate of barium sulfate, finally the filtered calcium oxalate is ignited, dissolved and its calcium content is determined by direct titration with EDTA against Erioblu SE. In this case the possible co-precipitated sulfate ions do not interfere the determination of calcium which would be the case if the calcium content should be permanganometrically determined. (Precipitating the calcium as oxalate from solutions containing also sulfate ions also calcium sulfate may be co-precipitated together with calcium oxalate; permanganometrically only the calcium content present as oxalate can be determined.) The investigations to find the most appropriate procedure for separation and determination in the presence of barium are in progress.

APPENDIX

1. Solutions, buffers and indicators used

0.05 M disodium EDTA solution: 93.025 g disodium EDTA dried at 80°C is dissolved and diluted to 5000 ml with deionized water without adding sodium hydroxide. Standardize with 0.05 M magnesium chloride solution.

0.05 M zinc acetate solution: dissolve and dilute 54.86 g zinc acetate to 5000 ml. Before filling up to the mark acidify with a few ml of acetic acid. Standardize with the 0.05 M EDTA solution used.

Acetate buffer of pH 4,7 : 1 : 1 solution of N sodium acetate and N acetic acid.

NH₃—NH₄Cl buffer of pH 10: 70 g ammonium chloride is dissolved in 200 ml deionized water, then 570 ml ammonium hydroxide (sp. w. 0,91) is added and the solution is filled up to 1000 ml.

0.05 M EDTA solution buffered to pH 11 according to FRIESE: 15.46 g boric acid, 10 g sodium hydroxide and 18.61 g disodium EDTA is dissolved and filled up to 1000 ml. Standardize partly with 0.05 M magnesium chloride solution, partly the zinc acetate solution used is also to be standardized to this buffered EDTA solution.

Sulfosalicylic acid indicator: in aqueous solution of 10 per cent.

Xylenol orange indicator: it may be applied in aqueous solution, dissolving 0.1 g in 100 ml water, or finely powdered mixture of 0.1 g indicator and 100 g potassium nitrate is used.

Erioblu SE indicator: dissolve 0.1 g in 100 ml of water.

Erioblack T indicator: finely powdered mixture of 1 g indicator and 200 g sodium chloride.

2. Proof analyses

a) Solutions introduced into the ion exchange columns contain:

Fe	11.21 mg
Al	10.71 mg
Mn	15.32 mg.

Iron is determined only in aliquots taken from the stock solution.

After separation by ion exchanger in the effluents the following amounts of aluminum and manganese, respectively, were found:

mg Al	mg Mn
10.84	15.46
10.84	15.46
10.81	15.46
10.81	15.46
10.66	15.46
10.70	15.46
10.73	15.41
10.70	15.46
<i>M</i> 10.76 mg Al	<i>M</i> 15.45 mg Mn
$s = \pm 0.0715$ mg	$s = \pm 0.0181$ mg
$s_x = \pm 0.0252$ mg	$s_x = \pm 0.0073$ mg
$C = 0.66\%$	$C = 0.11\%$
$E = 0.235\%$	$E = 0.047\%$

b) Solutions introduced into the ion exchange columns contain:

Fe	5.59 mg
Al	2.73 mg
Mn	30.61 mg.

Iron is determined only in aliquots taken from the stock solution.

After separation by ion exchanger the following amounts of aluminum and manganese, respectively, were found in the effluents:

mg Al	mg Mn
2.63	30.65
2.66	30.46
2.63	30.68
2.78	30.54
2.74	30.65
2.75	30.73
2.73	30.76
2.74	30.40
2.76	30.38
<i>M</i> 2.71 mg Al	30.87
	30.46
	<i>M</i> 30.60 mg Mn
$s = \pm 0.053$ mg	$s = \pm 0.160$ mg
$s_x = \pm 0.012$ mg	$s_x = \pm 0.048$ mg
$C = 1.95\%$	$C = 0.52\%$
$E = 0.46\%$	$E = 0.15\%$

c) Solutions introduced into the ion exchange columns contain:

Fe	9.65 mg
Al	5.10 mg
Mn	4.09 mg
Ca	9.24 mg
Mg	4.74 mg.

Iron is determined only in aliquots taken from the stock solution.

After separation of the components mentioned by ion exchanger the following amounts of aluminum, manganese, calcium and magnesium, respectively, were found in the effluents:

mg Al		mg Mn	
	5.30		4.17
	5.12		4.17
	5.26		4.09
	5.28		4.09
	5.30		4.09
	5.31		4.17
	5.30		4.09
	5.28		4.09
<i>M</i>	5.26 mg Al	<i>M</i>	4.12 mg Mn
<i>s</i>	± 0.0628 mg	<i>s</i>	± 0.041 mg
<i>s_x</i>	± 0.0222 mg	<i>s_x</i>	± 0.014 mg
<i>C</i>	1.19%	<i>C</i>	0.99%
<i>E</i>	0.42%	<i>E</i>	0.35%

mg Ca		mg Mg	
	9.10		4.58
	9.40		4.40
	9.35		4.58
	9.15		4.73
	9.55		4.48
	9.35		4.60
	9.40		4.57
<i>M</i>	9.32 mg Ca	<i>M</i>	4.56 mg Mg
<i>s</i>	± 0.015 mg	<i>s</i>	± 0.100 mg
<i>s_x</i>	± 0.058 mg	<i>s_x</i>	± 0.038 mg
<i>C</i>	1.60%	<i>C</i>	2.19%
<i>E</i>	0.60%	<i>E</i>	0.80%

The statistical terminology used in connection with the proof analyses is as follows:

standard deviation: $s = \pm \sqrt{\frac{\sum d^2}{n-1}}$, where *d* means the deviation of an observation from the mean *M* and *n* is the number of observations,

standard error: $s_x = \frac{s}{\sqrt{n}}$

relative deviation: $C = \frac{s}{M} \cdot 100,$

relative error: $E = \frac{C}{\sqrt{n}}.$

Concerning the precision and accuracy in chemical analysis of silicate rocks see paper of FAIRBAIRN and co-workers [1951] as well as the paper of G. CSAJÁGHY [1959].

ACKNOWLEDGEMENT

Author expresses his gratitude to Mrs. HELENA KISPÉTER for her precise and careful assistance during the investigations, to Miss dr. V. TOLNAY and Mrs. dr. STEFANIA RAPP who aided him with their experiences in ion exchange technique, to dr. M. BECK and Miss dr. K. TÁRNOKY who kindly offered him their advices and suggestions concerning the complexometrical determination method.

REFERENCES

- CSAJÁGHY, G.: Szilikátelelmzéseink megbízhatósága. Ann. Report of the Hung. Geol. Inst. of 1955 and 1956. 21. 1959.
- FAIRBAIRN, H. W., W. G. SCHLECHT, R. E. STEVENS, W. H. DENNEN, L. H. AHRENS, F. CHAYES: A cooperative investigation of Precision and accuracy in chemical, spectrochemical and modal analysis of silicate rocks. Geol. Survey Bull. 980. 1951.
- FRIESE, G.: Chemische Analyse durch Eluierung mit Chelatbildern am Ionenaustauscher. Z. f. angew. Geol. 6. 279. 1960.
- KOVÁCS, G. S., K. E. TÁRNOKY: Plasmocorinth B als Indikator bei komplexometrischen Titrationen. Anal. Chim. Acta, 21. 297. 1959.
- PRIBIL, F.: Komplexe in der chemischen Analyse. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1961.
- RILEY, J. P.: The rapid analysis of silicate rocks and minerals. Anal. Chim. Acta, 19. 413. 1958.
- SAJÓ, I.: Eine neue Methode zur Schnellanalyse der Silikate, Gesteine, Erze, Schlacken, feuerfeste Stoffe, usw. Teil I. Allgemeiner Teil. Acta Chim. Acad. Sci. Hung. 6. 233. 1955.
- SAJÓ, I.: Eine neue Methode zur Schnellanalyse der Silikate, Gesteine, Erze, Schlacken, feuerfeste Stoffe, usw. III. Schnellbestimmung des Aluminiums mit einer komplexometrischen Methode. Acta Chim. Acad. Sci. Hung. 6. 251. 1955.
- SAMUELSON, O.: Ion Exchangers in Analytical Chemistry. Almqvist & Wiksells, Uppsala, 1952.
- SAMUELSON, O., L. LUNDÉN, K. SCHRAMM: Über die Verwendung von Ionenaustauschern in der analytischen Chemie XXVII. Metalltrennungen mit Anionenaustauschern in Citratform. Z. f. analyt. Chemie 140. 330. 1953.
- SHAPIRO, L., W. W. BRANNOCK: Rapid analysis of silicate rocks. Geol. Survey Bull. 1036—C. 1956.
- TÁRNOKY, K. and G. KOVÁCS: Calcium és magnézium komplexometriás meghatározása vizeletben. Kísérletes Orvostudomány, 440, 1959.
- TOLNAY, V., S. RAPP—SIK: Ioncserélő gyanták alkalmazása a kőzelelmzéshez. Magyar Kémikusok Lapja, 575. 1961.
- TOLNAY, V., S. RAPP—SIK: personal communication, 1961.
- USATENKO, Y. I., O. V. DATSENKO: Zavodskaya Lab. 14. 1323. 1948. cit. Samuelson: Ion Exchangers in Analytical Chemistry, 1952.
- WELCHER, F. J.: The analytical uses of ethylenediamine tetraacetic acid. D. Van Nostrand Company, Inc., Princeton, 1958.

NOREMIA, A NEW MICROFOSSIL GENUS FROM THE HUNGARIAN EOCENE, AND SYSTEMATICAL AND STRATIGRAPHICAL PROBLEMS ABOUT THE CRASSOSPHAERIDAE

(Micropaleontological Investigations in the Basin of Dudar I)

M. KEDVES

Institute of Botany, University of Szeged

INTRODUCTION

NOREM's [1955] description of the genus *Tytthodiscus* has opened a new chapter of micropaleontological investigations. Two species, *T. californiensis* NOREM 1955 and *T. chondrotus* NOREM 1955, are described in his paper. Soon after this publication, the investigations of EISENACK [1957], GOCHT [1959], SOLÉ DE PORTA [1959, 1961], and VENKATACHALA & BALTES [1962] furnished additional data about the new genus. Besides that, GOCHT's paper [1959] is significant because in his opinion *Tasmanites mourai* SOMMER 1956, published by SOMMER [1956], has to be placed into the *Tytthodiscus* NOREM 1955 genus. GOCHT [1959] put the genus *Tytthodiscus* NOREM 1955 taxonomically into the *Leiosphaeridae* family, and did not separate it from the *Hystrichosphaeridea*.

COOKSON & MANUM [1960] described the genus *Crassosphaera* with three new species, and discussed in their paper the question of the affinity of the genera *Tytthodiscus* NOREM 1955 and *Crassosphaera* COOKSON & MANUM 1960. Besides specimens of *Tytthodiscus* NOREM 1955, VENKATACHALA & BALTES [1962] demonstrated microorganisms, belonging to the *Crassosphaera* genus.

SIMONCSICS & KEDVES [1961] proved *Crassosphaera concinna* COOKSON & MANUM 1960 from the Hungarian Liassic. To mark off *Crassosphaera* from the *Hystrichosphaeridae*, they introduced the new taxon *Crassosphaeridae*. GÓCZÁN, E. KRIVÁN-HUTTER & RÁKOSI reported at the meeting of the Hungarian Geological Society, 14th June 1961, several *Tytthodiscus* NOREM 1955 and *Crassosphaera* COOKSON & MANUM 1960 species. *Crassosphaera stellulata* COOKSON & MANUM 1960 had been observed in the Lower Eocene, *Crassosphaera concinna* COOKSON & MANUM 1960 in the Middle Oligocene strata. They reported also about the discovery of some new species. E. NAGY gave an (oral) information about having found in the course of her investigations on Oligocene material some specimens of *Crassosphaera concinna* COOKSON & MANUM 1960.

Whilst examining palynologically the Lower Eocene (Sparnat) layers of the basin of Dudar, I observed a number of microfossils which are worth attention. In this paper the results of investigations on the *Crassosphaeridae* are summed up.

RESULTS

Noremia n. gen.

Type: *Noremia major* n. sp.

Description

In surface view circular, flat organisms, originally presumably spherical; the outer surface is adorned with semispherical projections. The organism is surrounded by a thin-walled, veil-like velamen.

Comments: The velamen, and the structure of the wall mark off this specimen from the species of the genera *Tythyodiscus* NOREM 1955 and *Crassosphaera* COOKSON & MANUM 1960.

Noremia major n. sp. (Plate I, Phot. 1—3)

Description

In surface view circular, maximal diameter of body 70—120 μ . The velamen of the organism is generally 10—25 μ wide, its wall 0,5—1 μ thick. Outer wall 1—2 μ thick, the projections cover the surface on the whole regularly; they are generally semispherical, seldom continuing in radial tubules; diameter 1—2,5 μ .

Holotype: Plate I, Phot. 1—3.

Occurrence: Lower Eocene (Sparnat), basin of Dudar.

In some strata microfossils belonging to *Crassosphaera stellulata* COOKSON & MANUM 1960 occur in larger numbers. However, the characteristics of the observed specimens do not perfectly agree with the description given by COOKSON & MANUM [1960]. So I describe these specimens as a new variation.

Crassosphaera stellulata COOKSON & MANUM 1960 var. minor n. var. (Plate II, Phot. 1—6)

Description

On the surface of the microorganism only projections with 5 rays are to be found, projections with 6 rays did not occur. Maximal diameter of the organism 50—70 μ , wall 7—8 μ thick, diameter of projections 2,5—3 μ , height of projections 1,5—2 μ .

Holotype: Plate II, Phot. 1—6.

Occurrence: Lower Eocene (Sparnat), basin of Dudar.

Comments: Absence of six-ray projections, smaller dimensions of the body mark off our specimens from the typical form. At present these differences can be regarded only as variations.

DISCUSSION

Because of the morphological characteristics, the new genus can be counted to the *Crassosphaeridae*. Taking into consideration COOKSON & MANUM's [1960] statements, in the present state of our knowledge three new genera can be placed into this category. Considering the characteristic features of these microfossils, in the first place the structure of the wall and the prominences and

projections of the surface, it does not seem practicable to put them into the family *Leiosphaeridae* but rather to discuss them apart from it, and marked off also from the *Hystrichosphaeridae*. This is justified further by the fact that the genealogical relations of the *Hystrichosphaeridae* are uncertain (DEFLANDRE [1947], VALENSI [1953], and so the detailed systematical study of the microorganisms the origin of which is not yet known may be the means not only of establishing perspicuity of the known genera but may also contribute to the solving of genealogical problems.

On the basis of the up to now known data, *Crassosphaeridae* can be placed best of all into the system of TIMOFEJEV [1959] in the following way:

- I. fam.: *Leiosphaeridaceae* EISENACK, 1954. emend. TIMOFEJEV 1956
1. subfam.: *Protoleiosphaerideae* TIMOFEJEV 1959
2. subfam.: *Leiosphaerideae* TIMOFEJEV 1959
- II. fam.: *Crassosphaeridae* SIMONCSICS & KEDVES 1961 emend. here
- III. fam.: *Hystrichosphaeridaceae* O. WETZEL, 1933, emend.
TIMOFEJEV 1956

See the systematical part concerning other paleozoic microfossils in TIMOFEJEV's book [1959], (p. 6).

Accordingly, to the number of families set down by TIMOFEJEV [1959] a new family has been added, and the family *Crassosphaeridae*, so far a taxon, has now a concrete name.

Our systematical knowledge about this family and the up to now known species can be summed up in the following:

Fam.: *Crassosphaeridae*

Flat, in surface view on the whole circular organisms. Originally presumably spherical; their present form may have been caused in the course of fossilization by secondary deformation. Wall generally thick, either segmented or decorated with different prominences or projections, which are often provided with tubules; sometimes a thin-walled velamen covers the organism.

Until now these microfossils have been discovered in marine or brack-water sediments, so they are presumably microorganisms which had been living in more or less salty water. Their closer relation is not yet known but some affinity with *Leiosphaeridae* may be supposed. Based on the available data, these organisms are known since the Jurassic but, taking into consideration SOMMER's [1956] statement and GOCHT's [1959] opinion, they may have occurred as far back as the Paleozoic.

I. Genus: *Tytthodiscus* NOREM 1955

The segmented wall may be acknowledged to be the most characteristic feature of this genus.

Species: 1. *T. californiensis* NOREM 1955

2. *T. chondrotus* NOREM 1955

3. *T. suevicus* EISENACK 1957

3/a *T. suevicus* EISENACK 1957 var. *macroporus* EISENACK 1957

4. *T. vanderhammeni* SOLÉ DE PORTA 1959

T. chondrotus Norem 1955 shows some morphological connection with *Crassosphaera concinna* COOKSON & MANUM 1960; it may be possibly taken for a transient species. *T. suevicus* EISENACK 1957 var. *macroporus* EISENACK 1957 is in the opinion of EISENACK [1957] presumably a transient form between the genera *Tasmanites* NEWTON 1875 and *Tytthodiscus* NOREM 1955 (EISENACK [1957]). *Tytthodiscus* cf. *suevicus* EISENACK, published by GOCHT [1959], is similar to *Crassosphaera stellulata* COOKSON & MANUM 1960, which can be proved in the first place by the radial projections. But the form „*Tytthodiscus* sp.” may be well fitted in into the genus *Tytthodiscus* NOREM 1955, as far as can be judged from the drawings and the description. The close relation between the genera *Tytthodiscus* and *Tasmanites* which GOCHT [1959] definitively states in connection with the species *Tasmanites mourai* SOMMER 1956 needs further investigation.

SOLÉ DE PORTA's [1961] latest data concerning the genus are very interesting and valuable. His investigations on spores and pollen from the coal series of the Lower Tertiary of Montería and Planeta Rica (Colombia) show that they date back to the period between the Lower Oligocene and the Middle Oligocene. Species proved by his investigations are: *Tytthodiscus chondrotus* NOREM, *Tytthodiscus* cf. *chondrotus* NOREM, *Tytthodiscus* cf. *californiensis* NOREM, with two types, (see L. V, fig. 121, resp. 123), and *Tytthodiscus* sp. It is especially significant that *Tytthodiscus* cf. *chondrotus* NOREM and *Tytthodiscus* cf. *californiensis* slightly differ from the type published by NOREM [1955], in the first place by their dimensions. This may be due to geographical or time differences but is also possible that the investigated specimens had been organisms, standing at the beginning of evolution, and possessing great ability to assume different forms.

II. Genus: *Crassosphaera* COOKSON & MANUM 1960.

The species of the genus are well characterized by the surface prominences, resp. projections which continue in radial tubules.

Species:

1. *Cr. concinna* COOKSON & MANUM 1960

2. *Cr. digitata* COOKSON & MANUM 1960

3. *Cr. stellulata* COOKSON & MANUM 1960

3/a. *Cr. stellulata* COOKSON & MANUM 1960 var. *minor* n. var.

III. Genus: *Noremia* n. gen.

Characteristic features of the genus may be termed the veil-like velamen covering the organism, and the projections on the surface.

1. *N. major* n. sp.

A summary of the *Tytthodiscus* species from stratigraphical viewpoint was given first by WALOWEEK & NOREM [1957], then by SOLÉ DE PORTA [1959]. Taking into account the latest data, I have shown the distribution

of the at present known *Crassosphaeridae* in the geological periods in the following table.

		<i>Tythyodiscus suevicus</i> EISENACK 1957	<i>Crassosphaera concinna</i> COOKSON & MANUM 1960	<i>Crassosphaera digitata</i> COOKSON & MANUM 1960	<i>Tythyodiscus cf. suevicus</i> EIS. GOCHT 1959	<i>Crassosphaera stellulata</i> COOKSON & MANUM 1960 var. minor n. var.	<i>Noremia major</i> n. gen. et n. sp.	<i>Crassosphaera stellulata</i> COOKSON & MANUM 1960	<i>Tythyodiscus vanderhameni</i> SOLÉ DE PORTA 1959	<i>Tythyodiscus chondrotus</i> NOREM 1955	<i>Tythyodiscus californiensis</i> NOREM 1955
Pliocene	L.										
	U.										+
Miocene	U.										
	M.									+	+
	L.										
Oligocene	U.							+			
	M.		+						+	+	+
	L.										
Eocene	U.								+		
	M.							+			+
	L.		+			+	+				
Cretaceous	U.										
	L.		+	+	+						
Jurassic	U.										
	M.										
	L.	+	+								

Based on the reported data, the following problems arise:

1. The question about the stratigraphical value of the individual species; concretely e. g. Does *Tythyodiscus suevicus* EISENACK 1957 occur only in the Liassic? Is this species characteristic for this period?

2. The problem of the species which show considerably wide stratigraphic distribution, e. g. the Spitsbergen specimens and the Australian *Crassosphaera concinna* COOKSON & MANUM 1960. COOKSON & MANUM [1960] have stated that these species are to a certain degree different. Similarly, the Hungarian Liassic species show also some morphological peculiarities; the forms observed by GÓCZÁN, E. KRIVÁN—HUTTER & RÁKOSI, resp. E. NAGY can also not be perfectly identified with any form discussed above. It is worth attention that, similar to SOLÉ DE PORTA's [1961] *Tythyodiscus cf. chondrotus* NOREM and *Tythyodiscus cf. californiensis* NOREM, the species from the Liassic of Urkut, those from the Neocomian of Komewu, Papua, New-Guinea, the specimens from the Lower Tertiary of Westspitsbergen and of the Oligocene of Hungary show also morphological differences, which might have been caused either by time or by geographical differences. If further results show that these differences are due to time differences, we shall be able to establish a nice series of evolution. On the other hand, if the cause should prove to be

geographical isolation, data about paleoecological conditions would be obtainable.

Crassosphaera stellulata COOKSON & MANUM 1960 may also be investigated from this point of view. COOKSON & MANUM [1960] consider the form, named by GOCHT [1959] *Tytthodiscus cf. suevicus* EISENACK, as belonging to the *Crassosphaera stellulata* COOKSON & MANUM 1960 form, which is made plausible by the above mentioned projections. It may be supposed that the microfossil *Tytthodiscus cf. suevicus* EISENACK of the Lower Cretaceous was an early, more primitive form of the better developed *Crassosphaera stellulata* COOKSON & MANUM 1960 from the Eocene. So this form is also to be counted to the *Crassosphaera* genus, and its place in systematic has to be defined. But within the limits of this paper it cannot be done. In addition, the stratigraphic and geographic value of the new variant discussed within the range of this genus has to be made clear by further data.

It is evident that these questions cannot be answered satisfactorily at the present moment. But we hope that based on the quickly increasing number of data we shall soon be able to solve these problems. Undoubtedly, further micropaleontological and palynological investigations on these significant organisms will help us to find an answer to the problems of stratigraphy.

SUMMARY

1. From the Lower Eocene strata of the basin of Dudar the taxons *Noremia major* n. gen. et n. sp., and *Crassosphaera stellulata* COOKSON & MANUM 1960 var. minor n. var. are described.

2. The taxon *Crassosphaeridae* can be placed as a new family into TIMOFEJEV's [1959] system between the families *Leiosphaeridaceae* and *Hystri-chosphaeridaceae*.

3. After a short characterization of the family the up to now known species are described in the systematical part; geographical, resp. stratigraphical problems concerning morphological differences between some of the long living species are discussed.

ACKNOWLEDGEMENTS

I am greatly indebted to DR. S. MANUM (Inst. of Geology, Blindern, Oslo), to DR. W. L. NOREM (Richfield Oil Corporation, California), and to DR. L. RÁKOSI (Dunántúli Kutató-fúró Vállalat Központi Anyagvizsgáló és Anyag-feldolgozó Laboratórium) for their valuable help and advice.

REFERENCES

- COOKSON, I. C. and S. MANUM (1960): On *Crassosphaera*, a New Genus of Microfossils from Mesozoic and Tertiary Deposits. — *Nytt Mag. for Bot.* 8. 5—8.
DEFLANDRE, G. (1947): Le Problème des Hystriosphères. — *Bull. de l'Inst. Océanographique.* 918. 1—23.
EISENACK, A. (1957): Mikrofossilien in organischer Substanz aus dem Lias Schwabens (Süd-deutschland). — *Neues Jb. Geol. u. Paläont., Abh.* Bd. 105. 239—249.
GOCHT, H. (1959): Mikroplankton aus dem nordwestdeutschen Neoköm. — *Paläon. Z.* Bd. 33. 50—89.

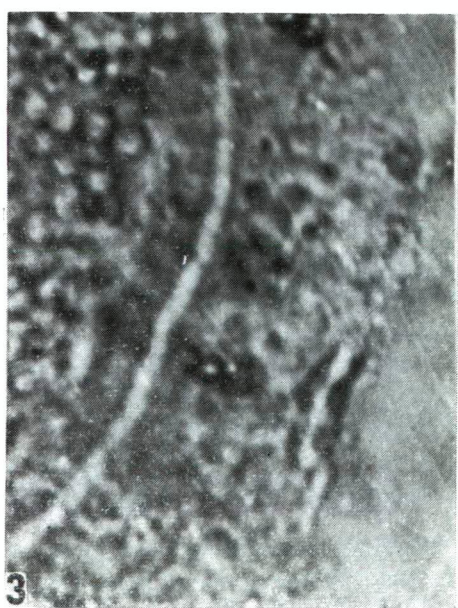
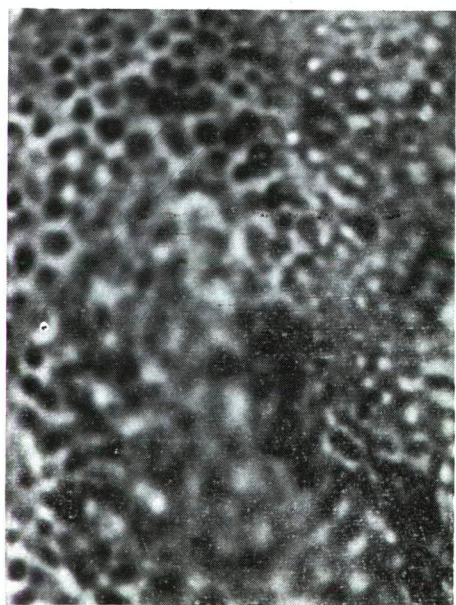
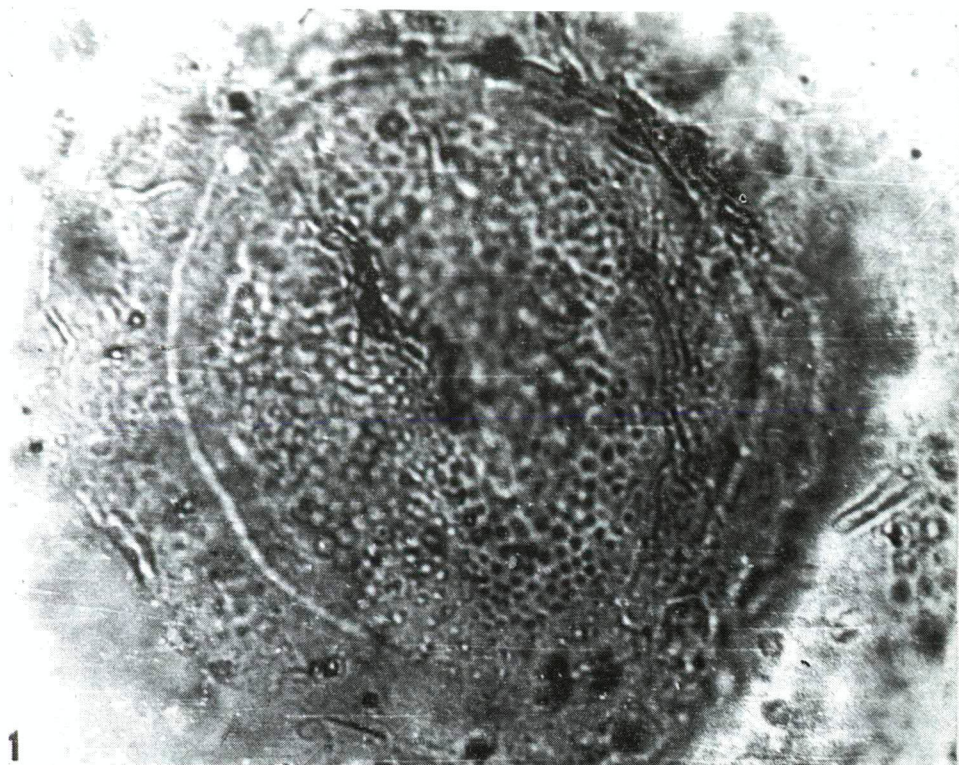


Table I

Phot. 1 *Noremia major* n. gen. et sp. ($\times 1000$)
 Phot. 2, 3 *Noremia major* n. gen. et sp. ($\times 2000$)

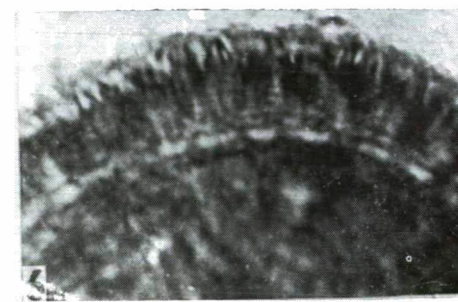
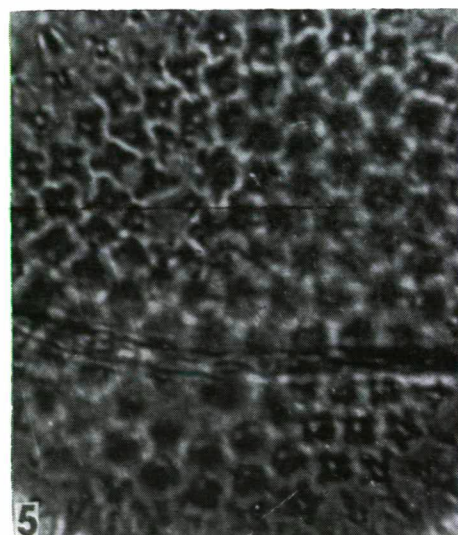
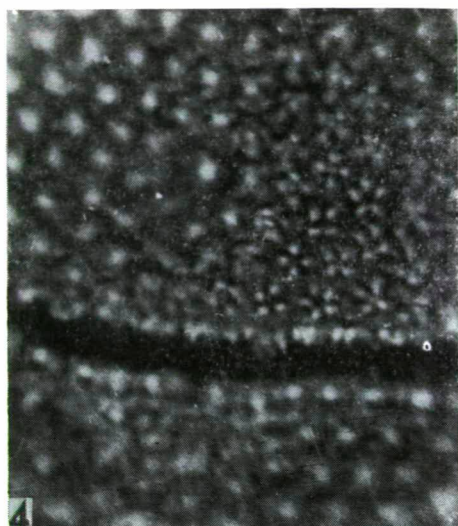
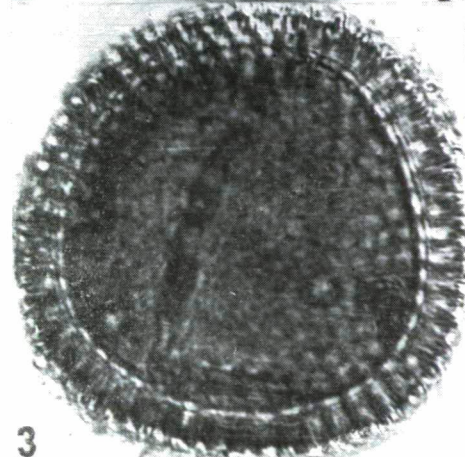
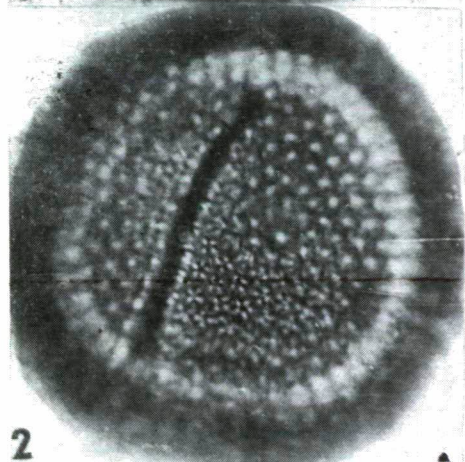
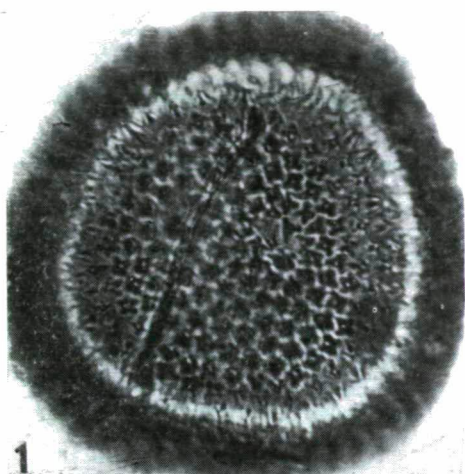


Table II

Phot. 1—3 *Crassosphaera stellulata* COOKSON & MANUM 1960 var. minor n. var. ($\times 1000$)
 Phot. 4—6 *Crassosphaera stellulata* COOKSON & MANUM 1960 var. minor n. var. ($\times 2000$)

- NOREM, W. L. (1955): *Tytthodiscus* a new microfossil genus from the California Tertiary. — J. Paleont. 29. 694—695.
- SIMONCSICS, P. and M. KEDVES (1961): Palaeobotanical Examinations on Manganese Series in Urkut (Hungary, Transdanubia). — Acta Miner. Petr. Szeged 14. 27—57.
- SOLÉ DE PORTA, N. (1959): Presencia de *Tytthodiscus* Norém en Colombia. — Bol. Geol. 3. 63—65.
- SOLÉ DE PORTA, N. (1961): Contribución al estudio palinológico del terciario en Colombia. — Bol. Geol. 7. 55—81.
- SOMMER, F. W. (1956): South American Paleozoic Sporomorphae without Haprotypic Structures. — Micropalaeontology 2. 175—181.
- Т. И. МОФЕЕВ, Б. В. (1959): Древнейшая флора Прибалтики и её стратиграфическое значение. — Гостоптехиздат, Ленинград.
- VALENSI, L. (1953): Microfossiles des silex du Jurassique moyen. — Mem. Soc. Géol. France 32. 1—100.
- ȚENKATACHALA, B., S. et N. BALTES (1962) Studii Palinologice asupra depozitelor Tertiare in Depresiunea Precarpatica România: Part 1. Petrol si Gaze. 5.
- WALOWEEK, W. and W. L. NOREM (1957): Geographic Range of *Tytthodiscus* extended to Alaska. J. Paleont. 31.

BEITRÄGE ZUR KENNTNIS DER METAVULKANITE VON MÁTRA-GEBIRGE

J. MEZÖSI

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Szeged

EINLEITUNG

Im Mittleren Mátra, im Gebiet von Kékes und Saskő erscheinen die Andesite mit grosser Variabilität, aus dem Gesichtspunkt der Mineral- und chemischen Zusammensetzung sind sie aber ziemlich einheitlich. Die Gesteine sind am meisten in verschiedenem Masse verändert infolge grössten Teils exogener, in kleinerem Mass hydrothermaler Vorgänge. Die Veränderung, die Zerlegung der Gesteine kommt in fast allen Variationen — von dem wohl-behaltenen, frischen Zustand ganz bis zu den tuffenartigen Variationen — vor. In der Stoffstruktur sind die Streifen, die Porosität, die Bildung der Pseudo-agglomerate, manchmal die vollkommene Zerlegung der Gesteine überall zu beobachten. Im oberflächlichen Vorkommen kommt einmal die eine, andersmal die andere Variation desselben Gesteines vor, verschiedene Typen sind nahe zueinander zu finden, diese sind aber verschiedene, veränderte Formen desselben Gesteines.

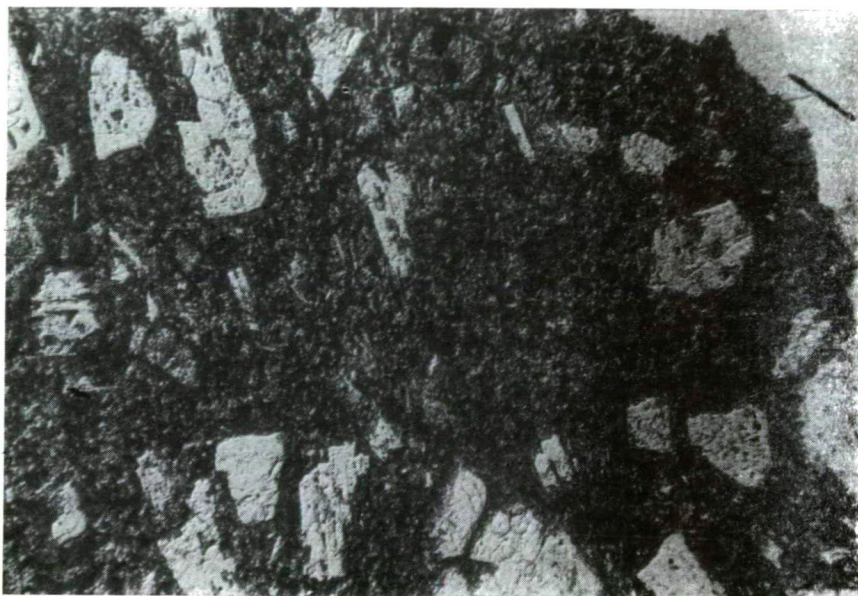
Der agglomeratartige Andesittuff — welcher die Lage der Andesite und Lavaagglomerate bildet — ist ziemlich einheitlich, und wo es auf der Oberfläche vorkommt, zeigt eine ziemlich grosse Gliederung.

Weil die, in verschiedenem Masse verwitterten Gesteine immer ein anderes morphologisches Bild zeigen, steht es dafür diese Typen näher untersuchen. Die Untersuchungen wurden in zwei Richtungen durchgeführt. Neben den makroskopischen und mikroskopischen Untersuchungen der Gesteine wurde vorläufig die Untersuchung der Veränderung des Alkaligehaltes gelegentlich der Zerlegung der Gesteine durchgeführt. Nämlich die Alkalien gehen leicht zu folgen. Daneben wurde der Wassergehalt bei 110° C — welcher auch bei der Entstehung der sekundären Minerale eine wichtige Rolle spielt — bestimmt.

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

Im Mittleren Mátra — im Gebiet von Kékes und Saskő — weiterhin östlich davon, in der Umgebung von Hátra-patak-tető erscheinen — aus dem Gesichtspunkt der Mineralzusammensetzung — dieselben Gesteine — nämlich wenige färbige Bestandteile, Hypersthen und Augit enthaltende Gesteine.

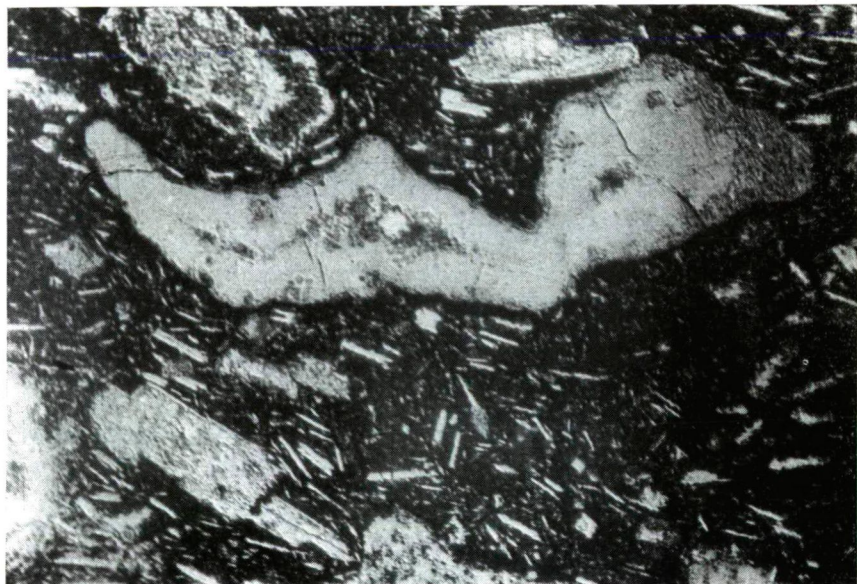
Die Menge der metallischen Komponente beträgt durchschnittlich 5%, die Fenokristallen der Feldspate zeigen 25–30%, der Grundstoff ist immer vorherrschend. Die Gesteine sind makroskopisch mittelgrau, ziemlich dicht. Im frischen Zustand ist es charakteristisch, dass je mehr vitrifiziert der Grundstoff ist, desto grösser sind die Fenokristalle, desto besser entscheidet sich die glasige Phase. Die Feldspäte sind in diesem Fall am meisten isometrisch (auf dem Kőzbérc erreichen sie auch 4 mm Grösse).



1. Der glasige Grundstoff des Andesits wird bei beginnender Verwitterung fläckig.
// nic 40 ×. Hidasbérc

Der Grundstoff ist mit kleinen, einige Mikron grossen Magnetitkörner bespritzt, bei // Nikol zeigt eine graue Farbe. Im Anfangsstadium der Verwitterung zeigt der Grundstoff Flecken, an manchen Stellen wird es hell, an anderen Stellen erscheint es als wenn die Magnetitkörner sich verdichtern möchten. Eigentlich ist es an einer Stelle in Lösung gegangen und die Lösung wurde weggeliefert, an anderer Stelle ist es im ursprünglichen Zustand geblieben (**Abb. 1.**). Das wäre der Beginn der Porosität, der Anfang der Verwitterung. In diesem Fall sind die Feldspat-Fenokristallen wohl erhalten geblieben, ebenso auch die Pyroxene. Beim dauerhaften exogenen, eventuell bei sehr schwachem hydrothermalen Einfluss beginnt die Verwitterung der Feldspate, der Grundstoff zeigt aber dann schon eine schwache Tonmineralisierung. In den stark verwitterten Andesiten — auf Grund vorläufigen DTA Aufnahme — ist Illit zu beobachten. Der Grundstoff geht in eine schwache Anisotropie zeigende Masse über. Die Grenzlinien der Fenokristalle sind noch in diesem Fall gut zu erkennen.

Makroskopisch beobachtend diese Gesteine, ist die Porosität der ursprünglich dichten Gesteine zu beobachten, die kleinen Höhlen sind mit weissen oder blaulich weissen Opal, Chaledon in dünner Schichte bedeckt. Der Glasglanz der Feldspäte ist noch in diesem Fall geblieben, und nur in einem weiteren Stadium der Verwitterung finden wir weisse, glänzlose Massen an der Stelle der Feldspäte. In diesem Falle erscheint auf den Wänden der Höhle auch Chlorit, dessen ältere Variation strahlenförmig, faserig ist, diese stehen senkrecht zur Wand der Höhlen, und es ist eine jüngere Generation zu beobachten, eine körnige, schuppenartige Variation (**Abb. 2.**). Die Streifen können auch parallel zur Oberfläche entstehen.



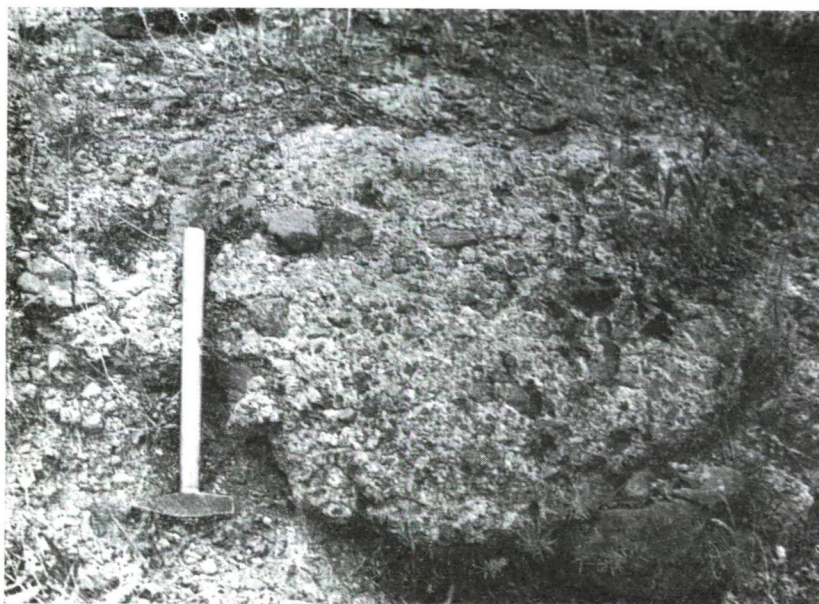
2. Chlorit in sekundär entstandenen Höhlen in Metaandesiten. + nic. 40×. Parádsasvár

In Verbindung mit dem Vorkomen der hiesigen, massigen Gesteine müssen wir bemerken, dass die Andesite entweder kleinere Erhöhungen — welche in diesem Zustande als kleine Parasita-Kräter angenommen werden können — bilden, (Umgebung von Vadaskert), oder lang entziehende, schmale Rücken entstanden sind, wie Közbérc, Hátra-patak-tető, Hosszúvágóbérc, Élesgerinc oder kleine Lavaflute auf der östlichen Seite von Kékes zu finden sind, eventuell in den Lavaagglomeraten in der Umgebung von Saskő kleine Lavafluteinsiedlungen bilden. Untersuchend den einen oder den anderen Typ, können wir von der Verbreitung ausgehend feststellen, dass die letzte Phase der vulkanischen Tätigkeit nicht sehr stark sein konnte. So-z. B. bei Hátrapatak-tető kommt über dem Agglomeratentuffe eine ungefähr 50 m dicke, auf der östlichen Seite der Kékes eine noch dünnere Andesitlava vor. Wenn wir auch den Mass der Verwitterung in Rücksicht nehmen, dann können wir auch nicht

über eine so grosse Vulkanisation sprechen, welche auf einmal grössere Menge Lava geliefert hätte.

Pseudoagglomeratbildung kommt auf diesem Gebiet ziemlich oft vor. Den schönsten Beispiel können wir auf der östlichen Seite des Kékes-Thales nordwestlich von Hátra-patak-tető beobachten. Hier ist der Pyroxenandesit wohlbehalten, in frischem Zustand mittelgrau, die 1–2 mm Feldspäte sind säulenförmig. Das Grundmaterial der Gesteine ist dicht. In südlicher Richtung von dem oberflächlichen Vorkommen — wo eine schwache hydrothermale Einwirkung auch eine Rolle spielte — zeigt sie eine progressive Verwitterung. Die Verwitterung ist hauptsächlich in der Veränderung des glasigen Grundstoffes zu beobachten. Die progressive Verwitterung zeigt sich auch im Zustand des Behaltens der Gesteine. Das einheitliche, dichte Gestein zeigt am Anfang eine kugelige Verwitterung, später zerlegt sich in kleinkörnigen, tuffenartigen Schutt. Zwischen den zwei extremen Fällen sind allerlei Übergänge zu beobachten.

Oft kommt es auf diesem Gebiet vor, dass der auf den agglomeratartigen Andesittuff geflossene Lavaagglomerat oder Lava dem Kontakt entlang rot, verbrannt wird und Oxyandesit entsteht. (**Abb. 3.**) Bei der Entstehung einiger morphologischen Bildungen verbreitet sich die Zerlegung manchmal nur bis zum Pyroxenandesit, andersmal bis zu dem roten Kontakt-Gestein, andersmal wieder



3. Agglomeratartiger Andesittuff auf dem Bergrücken südlich von Élesbérc

wird der agglomeratartige Andesittuff auch aufgeschlossen, dieser ist gewöhnlich gelb, okker-grau, im Inneren ist kleinere Andesit-Lapilli, eventuell rote Andesit-Bombe zu finden. Das Bindematerial ist durch Diagenesis eines fein-

körnigen, vulkanischen Staubes entstanden. Im Bindematerial sind stellenweise kleinere Höhlen — welche mit Chlorit verschalt sind — zu finden.

Diese Faktoren bereiten Schwierigkeit bei der Kartierung, denn in diesem Fall finden wir dasselbe Gestein in verschiedenem Zustande, welche wir als einen anderen Typ zu kartieren geneigt sind. Gelegentlich der Verwitterung verändert sich — natürlich — auch die Farbe des Gesteines. Zuerst verbleicht sich, oder wird grün, abhängig davon, dass welche Minerale in ihm sekundär erscheinen. Zusammenfassend, nur auf Grund mineralogischer und petrographischer Untersuchungen kann man eindeutig nicht entscheiden, warum der Andesit- und Lavaagglomerat so lauenhaft verwittert, warum einmal mehr, andersmal weniger verwitterte Gesteine auf der Oberfläche erscheinen.

CHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN WASSERGEHALT

Bekanntlich die pyroklastischen Gesteine enthalten wesentlich mehr Wasser, als ihre massige Gesteine. Aus frischen Mustern wurde Wassergehalt auf 110 °C. in Serie bestimmt. Dieses Wasser, welches schon bei niedriger Temperatur leicht mobilisierbar ist, kann auf die, darauf fliessende Lava mit Einfluss sein. Die Untersuchungen wurden auf den agglomeratartigen Andesittuff, — welches in Mittlerem Mátra eine ziemlich einheitliche und dicke Bildung zeigt — auf das, den Tuff bedeckenden Lavaagglomeratum, bzw. Andesite, auf die Metagesteine verbreitet:

Bei den agglomeratartigen Andesittuffen sind die folgenden Ergebnisse erhalten:

No des Musters	Fundort	H ₂ O 110 °C
97	Südliche Seite von Saskő	3,48%
105	„ „ „	1,28
668	Mittlere Strecke des Kerékgyártó Thales	3,10
167	Südliche Seite der oberen Strecke des Kékes Thales	4,60
28	Östliche Seite von Hidasbérc	5,22
135	„ „ „	3,07
83	Östliche Seite von Hátrapatak-tető	4,43
6	Parádsasvár, Vadak orma (Chlorithaltig)	4,72

Aus diesen Beispielen ist auch klar, dass die pyroklastischen Gesteine ziemlich viel Wasser enthalten, welches auf die darauf fliessende Lava transvaporisieren kann. Die Andesite, bzw. die Lavaagglomerate sind unmittelbar auf diesen Tuff geflossen. Einige Meter weit vom Kontakt der frischen Gesteine und Tuff verändert sich der Wassergehalt nicht wesentlich, es bleibt im allgemein unter 1% (H₂O 110°C). Der Wert ist nur bei diesen Gesteinen etwas höher, welche auf Grund entweder exo- oder endo- Vorgänge eine Veränderung zeigen.

Angaben einiger frischen Lavaagglomerate bzw. Pyroxenandesite:

No des Musters	Fundort	H ₂ O 110 °C
92	Pyroxenandesit von Közbércgerinc	0,51 ^{0/0}
87	„ „ Hátrapatak tető	0,16
70	„ „ Kerékgyártó völgy	0,28
142	„ „ W Seite von Vadaskert	0,41
98	„ „ Hidasbérc	0,54
11	Lamelliger Andesit im Lavaagglomeratum, Saskő, Rücken	0,52
12	Lavaagglomeratum Saskő, SO Seite	0,16
16	„ „ „	0,06
96	„ „ „	0,19
154	„ O Seite von Hosszúvágóbérc	0,32
155	„ W Seite von Kékes Thal	0,25
157	„ „	0,17

Die niedrigen Werte verweisen darauf, dass der Wassergehalt der Pyroklasten im Fall einer so kleinen Lavamenge keine wesentliche Wirkung hat, der Gehalt der leicht verdampfenden Komponente der Lava nicht bemerkbar beeinflusst wird, bzw. diese Wirkung nicht auf einem grossen Gebiet zu beobachten ist. Mit einer kleinen Wirkung müssen wir aber doch rechnen. Beim Kontakt des agglomeratartigen Andesittuffs und Andesits — infolge des, durch



4. Schalakartiger Oxyandesit auf der Grenze von agglomeratartigem Andesittuff und Pyroxenandesit. Tar Thal von Csevice patak.

die Wirkung des Temperaturunterschiedes vergrößerten, leicht verdampfenden Komponentengehaltes — wird die Lava unten schalaktig, porös sein, zwischen dem Tuff und Andesit in 30–60 cm Breite entsteht ein roter, bzw. schalaktiger Oxyandesit. Das ist auf der östlichen Seite der Hátrapatak und Hidasbérc, in der Umgebung von Hosszuvágóbérc ebenso zu beobachten, wie in der Umgebung von Tar im westlichen Mátra (**Abb. 4.**). Weil die oberflächliche Verwitterung verschiedene morphologische Formen erzeugt, wird an einer Stelle agglomeratartiger Andesittuff, an anderer Stelle roter, schalaktiger Tuff, eventuell schalaktiger Andesit, wieder wo anders Oxyandesit oder gerade frischer Andesit auf der Oberfläche erscheinen, also es sind oft eigentlich verschiedene Variationen desselben Gesteines zu finden.

Man kann auch das vorstellen, dass die vulkanische Tätigkeit so fließend war, dass keine reife Oberfläche auf dem Andesittuff entstanden konnte, in diesem Fall haben die frisch entstandenen Pyroklasten noch keinen relative höheren Wassergehalt und das vermindert auch den Mass der Transvaporisation.



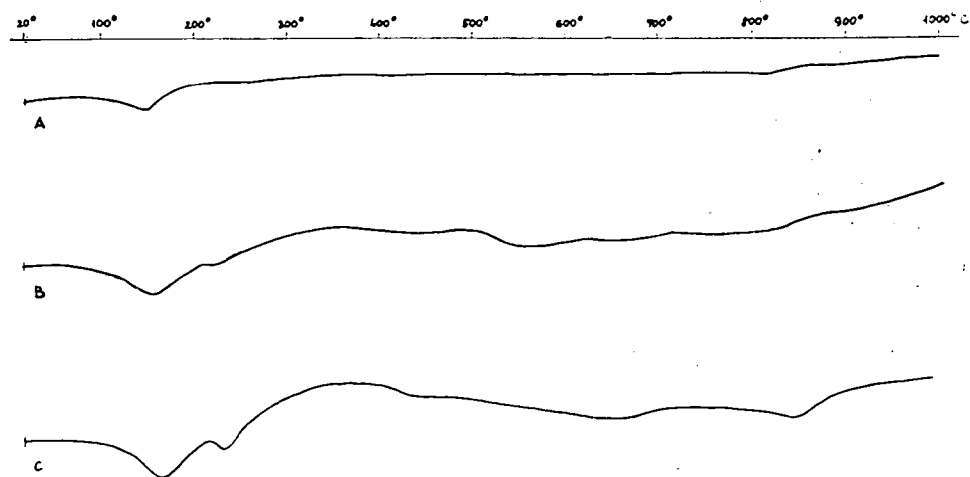
5. Gestreifter Andesit auf agglomeratartigen Andesittuff. Südöstliche Seite von Hidasbérc

Z. B. Über dem Dacittuff, — welcher sich unter dem agglomeratartigen Andesittuff befindet, — sind Dacitlapilli im Andesitschutt und um den Dacitlapilli ist ein schwacher Kontakthof entstanden, der Andesitschutt — welcher auf höherer Temperatur entstanden ist — übt eine Wirkung auf die Dacitlapilli (**Abb. 5.**).

Stellenweise ist über dem roten Oxyandesit ein gestreiftes, poröses Gestein entstanden, welches das Anfangsstadium der Metavulkanitbildung ist (**Abb. 6.**).

Im porösen Gestein sind die Höhlen mit dünnen opalisierten oder Chalcedonschicht bedeckt.

Die weitere Veränderung der Gesteine ist ein Erfolg endogener oder exogener Vorgänge. In diesem Fall — im Anfangsstadium der Verwitterung — ist



6. DTA Kurven von a) lamelligen, grauen Pyroxenandesit, b) Pyroxenandesit mit Pseudoagglomeraten, c) tonmineralisierten, verwitterten Gestein. Nordwestliche Seite von Hátropataktető.

die Veränderung des Wassergehaltes den einzelnen Verwitterungsstadien entsprechend auf der NW Seite der Hátropataktető die folgende:

Frischer Pyroxenandesit	0,32%
Kugelig verwittertes Gestein	0,75
Tuffartig verwittertes Gestein	6,63
Oder im östlichen Thal der Saskő:	
Lamelliger, grauer Pyroxenandesit	0,29%
Übergang	0,41
Der Teil mit Pseudoagglomeratum	2,72
Tonmineralisiertes, verwittertes Gestein	5,54

Hier ist bei den verwitterten Gesteinen eine schwache Tonmineralisierung zu beobachten, das wird von den vorläufigen DTA Untersuchungen auch unterstützt, man kann auf Anwesenheit von Montmorillonit folgern. (Abb. 7.). Solche Erscheinungen sind im Mátra auf mehreren Stellen zu beobachten.

Es ist also feststellbar, dass der höhere leicht verdampfende Komponentengehalt der pyroklastischen Gesteine gelegentlich eines Lavastromes mit kleinerem Masse und kleinerer Verbreitung nur eine schwache Wirkung ausübt, und auf der Grenze des Tuffes und der Lava eine besonders verbrennende Wirkung in 20–60 cm Breite zur Geltung kommen wird, es wird eine schalackige

Gesteinssorte erscheinen. Die schwache hydrothermale Wirkung ist leicht zu unterscheiden, denn sie erscheint nicht auf der Grenze der Gesteine, sondern im Pyroklastikum, im massigen Gestein entlang kleinerer Spaltungen.



7. Am Rand der Dacitlapilli ist schwacher Kontakthof entstanden. Der glasige Grundstoff von Dacit wurde devitrifiziert. + nic. 40×. Südliche Seite von Saskő

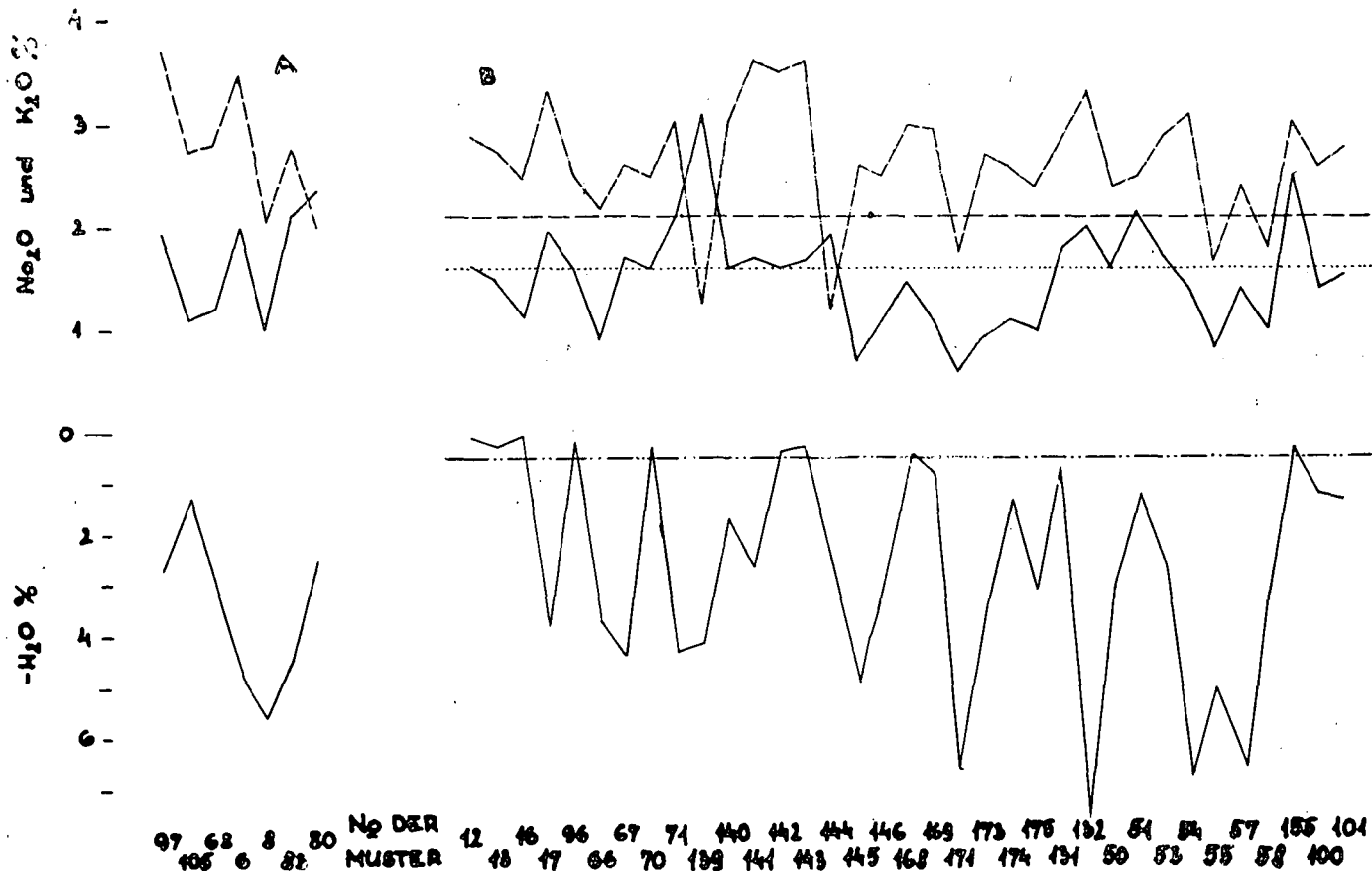
UNTERSUCHUNG DES ALKALIGEHALTES

Es ist interessant das Benehmen der Alkalien während der exo- und endogenen Vorgänge untersuchen. Weil die hydrothermalen Spuren auf diesem Gebiet nur sehr schwach und erzfrei vorkommen, sind sie zur vorläufigen Untersuchungen gut geeignet.

Der Alkaligehalt wurde flammenfotometrisch bestimmt. Die Bestimmungen hat K. Dr. Eva Rőzsa durchgeführt.

Die Ergebnisse sind auf einem Diagramm dargestellt (**Abb. 8.**) Auf dem Diagramm sind die gleichen Typen der Gesteine, die aber in verschiedenem Zustande erhalten sind, nebeneinander dargestellt.

Aus den Ergebnissen wird es klar, dass ebenso bei den Tuffen wie bei den Lavaagglomeraten und Pyroxenandesiten, gelegentlich einer exogenen Verwitterung der Gehalt der Alkalien — Na_2O und K_2O — proportional abnimmt und der Wassergehalt zunimmt. Hier ist also eine Erosion, gleichzeitig hat sich der Wassergehalt wegen der sekundär entstandenen Mineralien vergrößert (Limonit, Opal, Chlorit, Tonmineral).



8. Na₂O, K₂O und —H₂O Werte in den untersuchten Proben.
 — — — Na₂O — — — K₂O — — — Na₂O durchschnittliche Werte in frischem Andesit
 K₂O — — — H₂O

Ein typisches Beispiel sehen wir auf der NW Seite der Hátrapatakterő, wo auf der Oberfläche alle Verwitterungsstadien zu beobachten sind. Die Ergebnisse von diesem Gebiet sind die folgenden:

Gestein	Na ₂ O	K ₂ O	—H ₂ O
Frischer Pyroxenandesit	2,99%	1,44%	0,32%
Kugelig verwitterter Pyroxenandesit	2,94	1,19	0,75
Tuffartig verwittertes Gestein	1,77	0,62	6,63

Eine gleiche regelmässige Verminderung des Na₂O und K₂O Gehaltes ist in den untersuchten Proben von der N Seite der Vadaskert und O Seite der Hidasbérc zu beobachten.

Insofern eine schwache hydrothermale Wirkung auch zu erkennen ist, verändert sich der Na₂O und K₂O Gehalt so, dass die Menge des K₂O zunimmt, die Menge des Na₂O abnimmt. Bekanntlich der K wird leichter adsorbiert als der Na. Infolge hydrothormaler Lösungen kommt gewöhnlich irgendwelches Tonmineral vor, welches den K leicht adsorbiert. Oft wird das Verhältnis Na₂O: K₂O — welches in Adesiten über 1 ist — hier umgekehrt, der K₂O Gehalt wird höher. Der Wassergehalt hängt in diesem Fall davon ab, wofür eine sekundäre Minerale sich bilden werden.

Z. B. Die Angaben im O Thal der Saskő sind die folgenden:

No des Musters	Gestein	Na ₂ O	K ₂ O	—H ₂ O
142	Frischer Andesit	3,50%	1,62%	0,41%
141	Hydroandesit	3,62	1,68	2,72
140	„	2,99	1,63	5,54
139	„	1,24	3,10	4,03

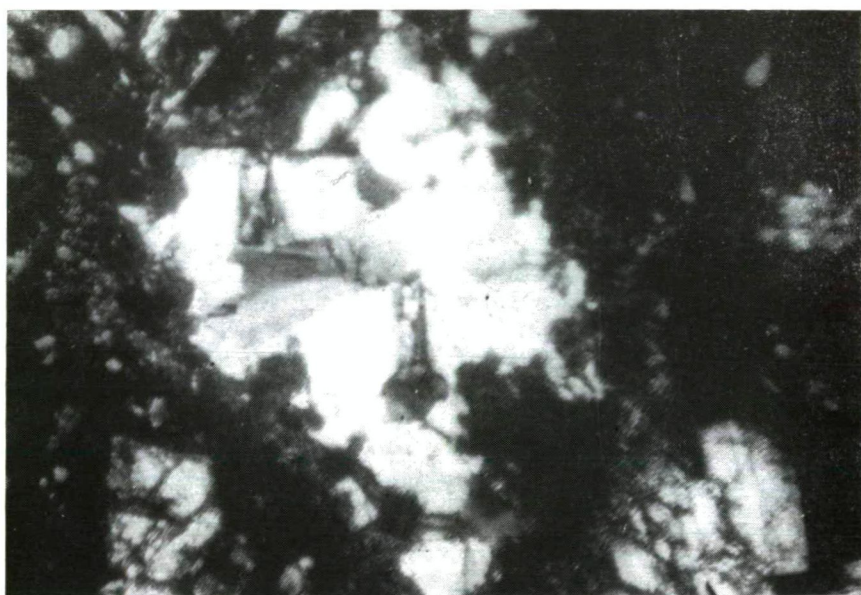
Dieselben Erfahrungen können wir im mittleren Teil des Kékes Thales — wo die kleineren Höhlen mit strahligen, faserigen Barit erfüllt sind. — gewinnen (Abb. 9.). Die Ergebnissen sind die folgenden:

No des Musters	Gestein	Na ₂ O	K ₂ O	—H ₂ O
143	Frischer Andesit	3,61%	1,67%	0,29%
144	Hydroandesit mit Barit	1,21	1,95	2,73

Im allgemein ist bei den Untersuchungen zu beobachten, dass während vorherrschend exogener Veränderungen der Na₂O und K₂O Gehalt proportionall kleiner wird, wenn auch andere Umstände wie z. B. schwache hydrothermale Spuren eine Rolle spielen, dann wird der K₂O Gehalt relative grösser, der Na₂O Gehalt kleiner. Indem wir hier mit Lösungen von niedriger Temperatur rechnen müssen, kann nicht die Rede über Kaliummetasomatosis, nur über eine Kaliumadsorption in sekundär entstandenen, hauptsächlich in Tonmineralien sein.

Ausnahme bilden im Benehmen der Alkalien diese Fälle, wo die Bildung von Zeolithe zu beobachten ist, z. B. auf der N Seite von Vadaskert und bei Parádsasvár. Auf der letzteren Stelle ist die Anwesenheit von Natrolith durch den relative hohen Na_2O Gehalt der schlieren Bildung auch begründet. Die einzelnen Werte sind die folgenden:

N ^o des Musters	Gestein	Na_2O	K_2O	$-\text{H}_2\text{O}$
1	Schlier Sandstein	4,55 ^{0/0}	1,28 ^{0/0}	2,23 ^{0/0}
6	Agglomeratartiger Andesittuff	3,47	2,00	4,72
8	„ „ mit Chlorit	2,04	1,00	5,57
16	Opalisiertes Gestein mit Natrolith	3,07	1,75	0,50



9. Strahlige, faserige Barit-Ausfüllung in Hydroandesit. + nic. 40×.
Mittlerer Teil des Thales Kékes.

In den Metavulkaniten ist aus dem Gesichtspunkt der Alkalien die Erosion vorherrschend. Weil die zunehmende Erosion von Auslaugung der Kieselsäure begleitet wird, finden wir in den porösen Gesteinen überall Opal und Chalcodon Ausscheidung.

Es ist auf eine metamagmatische Veränderung zurückzuführen, dass die chemische Zusammensetzung — mit der relativen Zunahme des K_2O und SiO_2 — des ursprünglich andesitartigen Gesteines sich verändert, sie kommt näher zu einer dacitartigen Zusammensetzung mit dem Behalten einer andesitartigen Stoffstruktur.

Bowen hat darauf hingewiesen, dass die Diffusionstemperatur der Gesteine sehr klein ist ($0,01 \text{ cm}^2/\text{sec}$), das ist aber noch immer mehrtausendfach grösser als die Diffusionsgeschwindigkeit. So wird es klar, dass gelegentlich eines Durchbruches kleiner Lavaströme — wo die Temperatur schnell abnimmt — nur sehr geringe Materialwanderung möglich sei, die Rolle der leicht verdampfenden Komponente in diesem Fall nur auf ein kleines Gebiet geschränkt ist.

ZUSAMMENFASSUNG

Im Mittleren Mátra kommen Pyroxenandesite in verschiedenen Variationen vor. Auf Grund nur mineralogisch-petrographischer Untersuchungen kann man eindeutig nicht entscheiden warum die Andesite so lauenhaft verwittert sind, was den verschiedenen Mass der Verwitterung verursacht.

Bei der Untersuchung des H_2O -Gehaltes des agglomeratartigen Andesittuffs wurde es klar, dass der Wassergehalt des Pyroklastikums — gelegentlich einer kleinen Menge der Lava — den leicht verdampfenden Komponentengehalt wesentlich nicht beeinflusst.

Die Untersuchungen des Alkaliegehaltes haben gezeigt, dass insofern eine exogene Wirkung Rolle spielt, der Na_2O und K_2O Gehalt proportional kleiner wird, gleichzeitig der Wassergehalt — manchmal bis $6-7\%$ — zunimmt. Es ist eine Erosion, neben der Bildung wasserhaltiger, sekundärer Mineralien entstanden.

Der K_2O Gehalt der Metaandesite wird gelegentlich einer kleineren Wirkung der hydrothermalen Lösungen von niedriger Temperatur relative grösser, der Na_2O Gehalt wird kleiner, ausgenommen diese Fälle, wo Zeolithe entstanden sind.

LITERATUR

1. BOWEN, N. L.: The evolution of the igneous rocks. New York 1956.
2. ILKEYNÉ PERLAKI, E.: Vulkáni. hipo- és metaelváltozások andezit-riolituffa érintkezésén, Tokaji hegységi példákon. Földtani Közlöny 1961. p. 382—390.
3. MEZŐSI, J.: Zeolite occurrence in the Mátra Mountain. Acta min. petr. Tom. XIV. Szeged, 1961. p.
4. MEZŐSI, J.: Felvételi Jelentés 1960, 1961. Kézirat. Földtani Intézet Adattár.
5. PANTÓ, G.: A Tokaji hegység-újrávizsgálatainak célkitűzései. Földtani Közlöny 1961. p. 370—373.
6. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Geokémia. Budapest, 1955.
7. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. Földtani Közlöny 1958. p. 174—200.
8. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A földkéreg, a magma és a könnyenillók. Acta geologica, Tom. VII. (nyomdában).
9. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A magmás kőzetek rendszerének új alapjai. MTA Műszaki Tudományok Osztálya Közleményei 1959. 27. Bd.
10. SZÁDECZKY-KARDOSS, E. — PANTÓ, G. — SZÉKY-FUX, V.: A preliminary proposition for developing a uniform nomenclature of igneous rocks. Int. Geol. Cong. Report of the Twenty-First Session Norden. 1960. Part. XIII.

SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG IN PLIOZÄNEN UND PLEISTOZÄNEN ABLAGERUNGEN IN SÜDEN DES UNGARISCHEN TIEFLANDES

B. MOLNÁR

Geologisches Institut der Universität Szeged

Die jungtertiären und quartären Schichten am südlichen Teil der Tiefebene bestehen vorherrschend aus Sand und feinkörnigen klastischen Sedimenten. In dem letzten Jahrzehnt hat deren Gliederung bis zur kleinen Tiefe mit zeitgemässen Methoden wichtige Ergebnisse gebracht. (13, 14, 16, 28, 3). Bohrungen in grössere Tiefen und damit pliozäne Bildungen wurden aber nur isoliert untersucht (7, 8, 9, 11, 21, 24, 28). Die bei den Untersuchungen verwendeten verschiedenen Methoden haben aber einander vorteilhaft ergänzt und die so entstandenen Ergebnisse ermöglichten wesentliche genetische und stratigraphische Feststellungen in der letzten Zeit (17, 18, 19, 20, 23). Es wurden im südlichen Gebiet der Tiefebene immer mehrere Bohrungen in grössere Tiefen durchgeführt, und so wurde mit deren Bohrungsmaterial die Inangriffnahme der Aufarbeitung der grösseren Tiefe auch möglich.

UNTERSUCHUNGSMETHODEN

In dieser Arbeit wurde das Material von fünf Tiefbohrungen des Tieflandes aufgearbeitet. Mit dem Bohrungsmaterial wurden die folgenden Untersuchungen durchgeführt. Die Sedimente wurden makroskopisch bestimmt. Der grössere Teil der Bohrungen war Spülbohren, so konnte man das schlammig-tonige Material wegen des Zermischens mit dem Spülschlamm nicht spezifizieren, deshalb wurden die von 0,05 mm feinere Korngrösse zeigenden Sedimente auf der Abbildung überall als schlammig-tonige Material dargestellt. Die Sandsedimente sind makroskopisch bestimmt und entschieden, so haben wir zwischen fein-, klein-, mittel- und grobkörnigen Sand Unterschied gemacht (15).

In unseren bisherigen Arbeiten wurde es klar, dass die eolischen Bildungen zwischen der Donau und Theiss sich drüben der Theiss in der Tiefe weiterziehen, wo sie sich zwischen den Fliesswasserschichten der Theiss auskeilen (17, 19, 23). Das wurde mit Korngestaltprüfungen bestimmt. Der Ausgangspunkt dieser Untersuchungen ist die bekannte Tatsache, dass die Körner des Fliesswassers vorherrschend eckig, scharf, die Körner, die durch den Wind geliefert wurden im grössten Teil abgenutzt sind. Der, zweierlei Entstehungen zeigender Sand kann aber nur auf Grund der Menge der verschiedenenkörnigen Sandkörner unterschiedet werden. Vier Korngestalttypen können wir unterscheiden: Der

1. *Typ*: ganz spaltenförmige, abnutzungsfreie, wohlbehaltene Gebruchsfläche und Kanten zeigende Körner mit verschiedenen Gestalten, die grossen Formen am meisten unregelmässig. 2. *Typ*: Spitzen und Kanten ein wenig stumpf, die grossen Formen wie bei dem 1. *Typ*. 3. *Typ*: Kanten sind stumpf, die Bearbeitung der Oberfläche ist gut zu bemerken, das Originalform der Körner ist noch zu erkennen. 4. *Typ*: Die Kanten fehlen, die Oberfläche ist glatt, halbgläzend poliert, die grossen Formen der Körner kugelförmig, oder oval.

Die 1. und 2. Typen sind vorherrschend in den Fliesswasserablagerungen, die 3. und 4. sind charakteristisch in eolischen Sedimenten. In den eolischen Sedimenten ist der 1. *Typ* nicht zu beobachten, die Menge des 3. Typs ist immer grösser, als die des 2., der 4. *Typ* ist schon weniger. In beiden Fällen sind die 2. und 3. Typen in grösster Menge. Die Entstehungsart des Sandes ist so auf Grund der Korngestaltstatistik sicher feststellbar.

Unsere wichtigste Feststellungen ruhen auf den Ergebnissen der Untersuchungen der Schwermineralzusammensetzung. Mit der gewöhnlichen Vorbereitung — nach dem Trennen mit Bromoform — haben wir in jedem einzelnen Fall 160–170 Körner untersucht (22). Die Schwermineralzusammensetzung und die mit Korngestaltuntersuchungen bekommenen Ergebnisse haben einander gut ergänzt, und deren Schlussfolgerungen waren immer übereinstimmend.

DAS BESCHREIBEN DER EINZELNEN BOHRUNGEN

Das nördlichste unter den Bohren war das bei dem *Krankenhaus und bei der Schule in Szentes*. Auf der Abbildung ist die Bohrung bei der Schule mit „A“, die bei dem Krankenhaus mit „B“ bezeichnet. Die Bohrung „A“ ist ein perspektivisches Kernbohren, dessen Material das verlässlichste ist. In deren Schichtenfolge ist die Korngrösse der grössten Materialien nicht grösser als 0,5 mm (Siehe **Abb. 1.**).

Unter der oberen Lössschicht wechseln einander Sandschichte mit verschiedener Zusammensetzung, zwischen den Sandschichten der grösste Teil der Schichtenfolge wird aus feinkörnigen, vorherrschend aus Schlammschichten gebildet.

Die Korngestaltuntersuchung der Sandschichten zeigt, dass in der Bohrung bei der Schule in Szentes bis 167 m Tiefe Fliesswasser- und durch Wind gelieferte Sedimente in wachsender Siedlung zu finden sind. (Siehe **Abb. 1.**). Zwischen Fliesswasserschichten bei Szentes sind drei eolische Schichtenfolgen eingesiedelt, diese schliessen sich zum Flugsand-Gebiet zwischen der Donau und Theiss, nach der Mineralzusammensetzung stammen von der Donau. Es wurde das Bohrungsmaterial mehrerer artesischen Brunnen in O–W Richtung auf dem Gebiet zwischen Donau und Theiss untersucht, die Ergebnisse sind im Profil zusammengestellt und graphisch dargestellt (Siehe **Abb. 2.**).

So ist die Gesetzmässigkeit gut zu beobachten, dass sich entfernend vom Donau-Thal (östlich von Akasztó) die Fliesswasserablagerungen nach Osten sinken, die darüber gesiedelten eolischen Sedimente immer breiter werden. Die ganze eolische Schichte fällt nach Osten, von Theiss-Thal drängen sich (westlich von Szentes) nach Westen auskeilende Fliesswassersiedlungen dazwischen. Die Ergebnisse der Schwermineraluntersuchungen haben gezeigt, dass die eolischen Sandschichte und die Flusswassersedimente darunter von der Donau stammen,

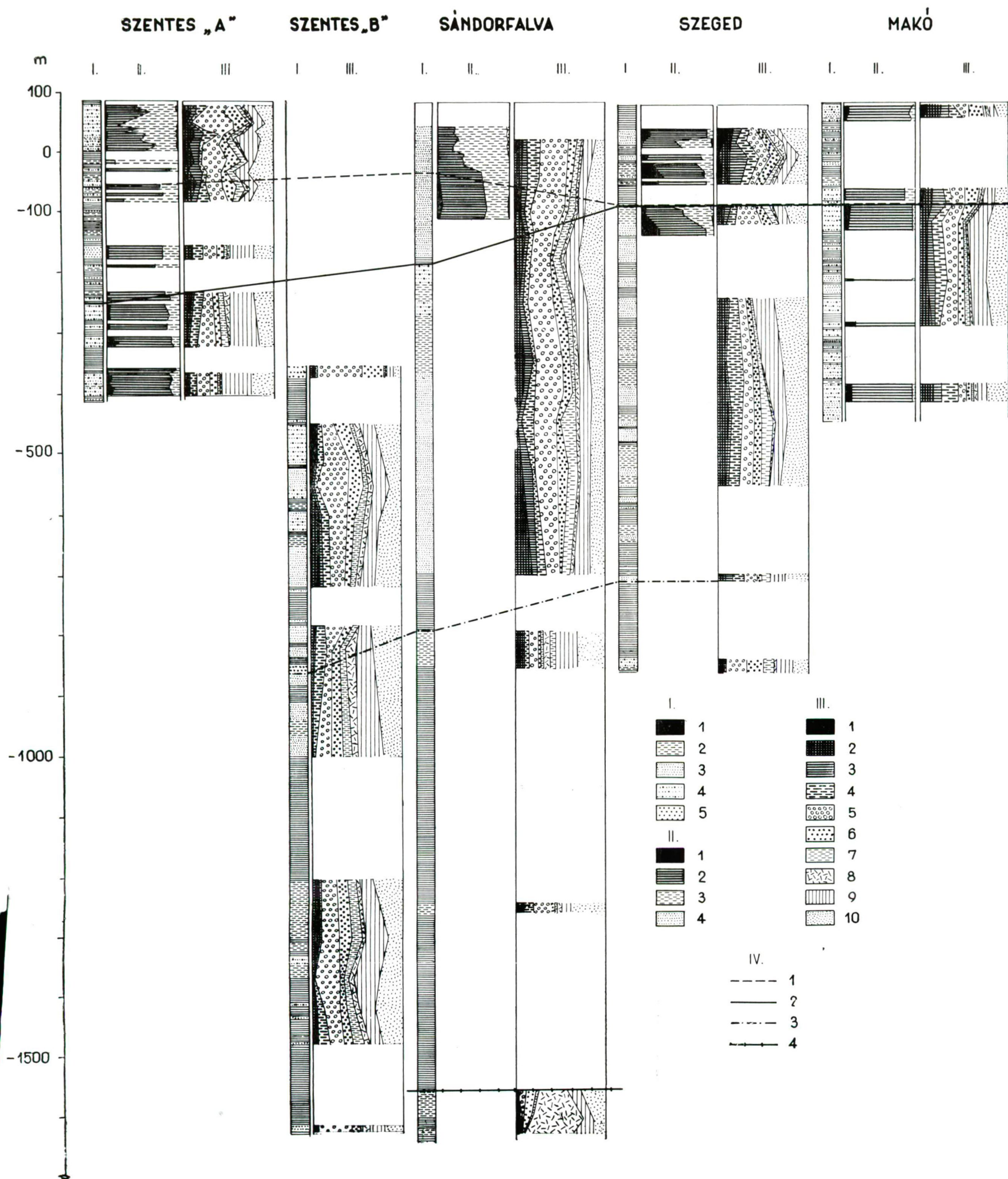
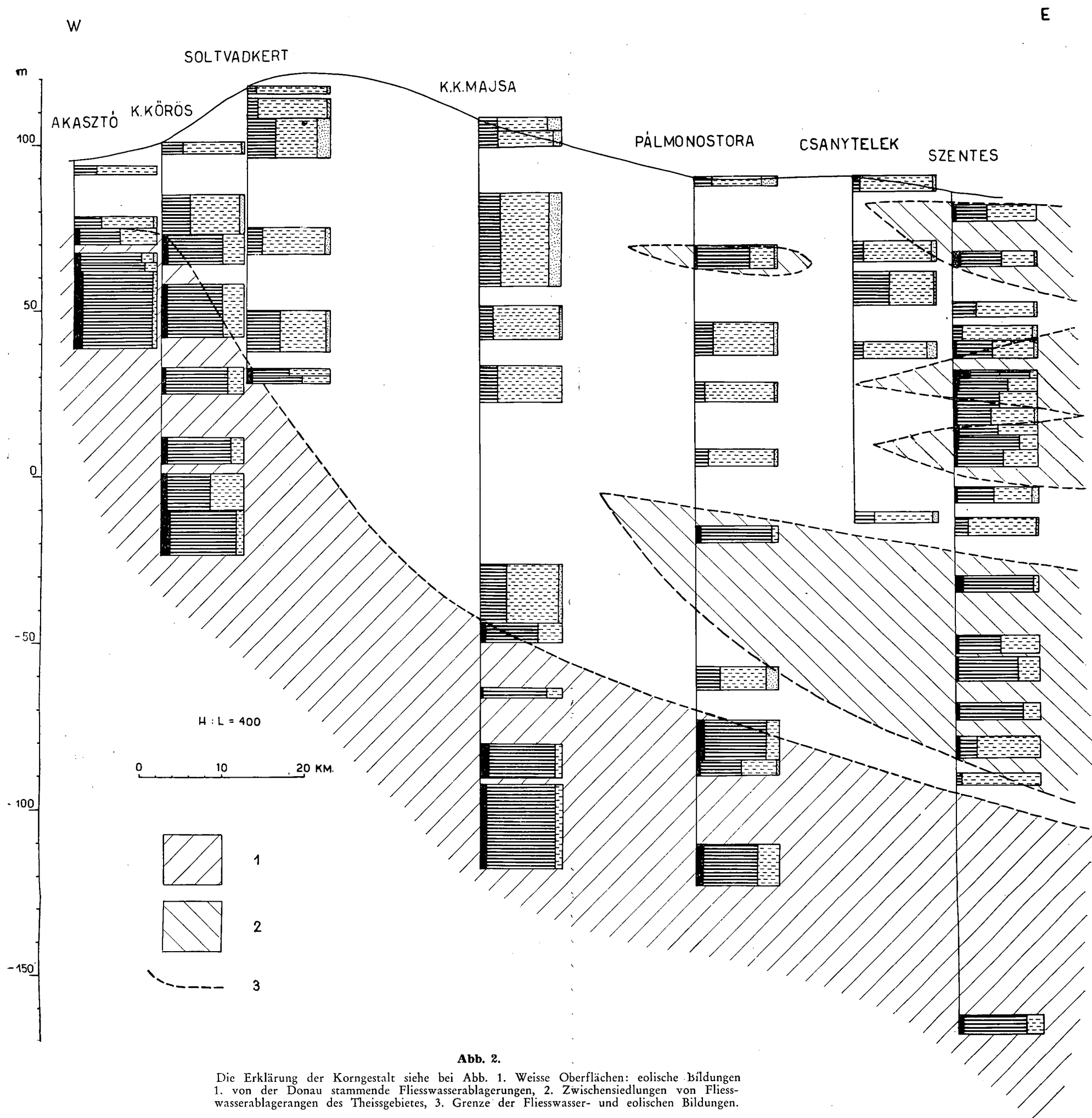


Abb. 1.

- I. Kornzusammensetzung: 1. Schlamm-toniges Material, 2. feinkörniger Sand, 3. feinkörniger Sand, 4. mittelkörniger Sand, 5. grobkörniger Sand
- II. Korngestalt: 1. scharf — spaltige, 2. wenig stumpfkantige, 3. abgenutzte, 4. stark abgenutzte Körner
- III. Schwermineralzusammensetzung: 1. Hypersthen, 2. übrige Pyroxene, 3. braune Amphibole, 4. alkali- und metamorph Amphibole, 5. Granate, 6. Magnetit, 7. Epidot, 8. Limonit, 9. übrige Mineralien gesamt, 10. verwitterte Mineralien.
- IV. Abgrenzung: 1. Untere Grenze der Ablagerungen des Theisswassergebietes, 2. untere Grenze des Verschwindens der Hypersthene (unter Grenze von Pleistozän?), 3. Obere Grenze der Zunahme metamorpher Mineralien (Grenze von Levantin und oberen Pannon?), 4. Obere Grenze der Abnahme der Mineralsorten und der Zunahme epigener Mineralien (Grenze von unteren- und oberen Pannon).



	Bohrung		Hypersthen	Andere Pyroxene	Brauner amphibol	Alkali und met. Amph.	Granat	Magnetit	Ilmenit	Apatit	Rutil	Titanit	Zirkon	Turmalin	Epidot	Andalusit	Disthen	Zoisit	Staurolit	Glimmer	Karbonát	Pyrit	Limonit	Verwitterte min.	Gesamte Schwermin.
	Ort	Tiefe m																							
1.	Szentes Schule	4,3—4,6	3,7	5,9	7,4	11,8	25,2	4,4		3,7				0,7	3,7		1,5		0,8	3,0			1,5	26,7	11,2
2.	" "	19,3—21,2	7,5	2,0	6,8	3,4	24,7	18,5		0,7				4,1	6,2		0,7		0,7	3,4	0,7		1,4	19,2	3,9
3.	" "	33,4—36,9	3,2	2,6	2,6	3,2	44,8	20,1	5,2	1,3	0,7		1,3	0,7	1,3		1,3		0,7	0,7	0,7		2,6	7,7	52,1
4.	" "	43,0—43,5	2,5	9,2	3,1	7,5	35,6	8,6		0,6	0,6		0,6	0,6	5,5		1,8		1,8	0,6	0,6	0,6	0,6	19,6	8,8
5.	" "	56,0—56,5	1,5	10,5	11,3	17,9	4,5	6,7		3,7	0,8	0,8	0,8	3,4	2,3		1,5	1,5		9,7	2,3		5,9	14,9	1,9
6.	" "	69,0—69,5	2,0	6,2	9,6	4,1	19,9	7,5		0,7	0,7		0,7	0,7	8,9			0,7	0,7	17,8	0,7		2,7	16,4	4,4
7.	" "	101—102	4,8	7,3	3,2	4,1	28,2	18,5		0,8				3,2			2,5		3,2	1,6				22,6	14,2
8.	" "	115—118	1,6	3,1	16,0	4,5	17,5	5,3		0,7	1,6			3,1	6,1		2,3	2,3	1,6	2,3				32,0	2,6
9.	" "	139—145	7,8	6,2	4,7	4,7	21,8	14			1,6			0,8	10,1		0,8	1,6		3,2			4,7	18,0	8,1
10.	" "	163—167	1,7	6,6	5,7	14,7	22,1	4,1		1,7	0,8			0,8	4,1		2,4	0,8	2,4	3,4	0,8	0,8		27,1	4,3
11.	" "	246—251	1,4	6,4	1,4	11,3	14,9	8,5		1,4	0,7		0,7		5,0		1,4		2,1	12,8	2,9		5,0	24,1	4,5
12.	" "	326—329	1,7	9,0	1,7	9,0	9,8	5,7			0,8				4,9	1,7	1,7	0,8	1,7	18,8	2,4		7,4	22,9	4,8
13.	" "	397—400		4,3	0,8	8,6	20,7	7,7			0,9	0,9		1,7	3,5	1,7	2,6	3,5	1,7	20,7	2,6		1,7	16,4	5,9
14.	" "	487—488		3,0	1,6	8,9	14,9	6,9		3,7	0,7			0,7	2,2		0,7	1,6	0,7	23,9	3,7		0,7	26,1	5,4
15.	Szentes Krankenhaus	450—455		3,3	1,2	3,8	48,1	23,4		1,9			1,9		1,3		2,5		1,9				1,2	9,5	52,5
16.	" "	550—555		5,9	0,8	5,9	11,8	17,6		2,5	0,8		0,8		4,3		1,7	1,7	2,5	1,7	5,1		7,5	29,4	2,5
17.	" "	600—605		5,1	3,7	6,6	27,9	13,2		3,0			1,5	2,2	4,4		3,7	1,5	2,2	0,7	2,2		3,7	18,4	3,9
18.	" "	640—645	1,3	1,3	0,7	2,0	36,0	18,4		2,0		0,7	2,7	0,7	5,5	0,7	4,1	0,7		5,5			4,8	12,9	1,0
19.	" "	695—700		9,2	1,5	10,0	19,1	9,2		0,8		0,8		1,5	11,4		1,5	3,0	3,8				3,0	25,2	8,3
20.	" "													2,2	3,5		1,4		1,4	6,4	3,5		7,1	29,8	6,0
21.	" "	885—890		5,5		9,0	24,4	9,7		1,4				1,4	6,2		1,4	1,4	1,4	1,4	0,7	2,0		34,1	6,8
22.	" "	904—904,7		1,5	3,1	11,4	8,4	6,1						0,8	6,1		2,3	3,8	0,8	2,1	13,0		10,6	30,0	1,4
23.	" "	1070—1075		0,7		3,2	18,6	12,3	0,7	2,0				3,1	10,2		0,7	4,5	0,7	13,6	4,5		5,1	20,1	6,0
24.	" "	1295—1300		4,5	2,3	3,8	15,9	14,4	1,5	3,0				0,8	7,6		2,3	0,8	1,5	2,3	3,0	3,0	3,0	30,3	4,9
25.	" "	1375—1390		10,0		2,7	17,4	14,7		4,5	1,8		0,9	4,5	10,9		1,8	3,6	3,6	9,1	1,8		3,6	12,7	2,9
26.	" "	1445—1450		1,7		0,6	26,8	7,9		3,9	0,6		0,6	4,0	3,6		0,6	9,7	1,7	3,0	6,1		5,4	23,8	4,4
27.	" "	1495—1500		3,7	2,2	7,5	15,7	8,3		1,5				2,2	6,7	0,7	2,2	1,5	1,5	6,0	1,5	3,0	6,0	29,8	3,0
28.	" "	1565—1570		4,9	2,4	11,5	17,2	8,2		2,5				3,3	13,9		2,4	1,7		3,3	1,7		5,7	21,3	3,3
29.	" "	1720—1727	1,4	1,4		0,7	38,1	9,2		3,0				4,2	3,8		1,9	3,3		2,0	1,9		10,0	19,1	2,2
30.	Sándorfalva	60		8,8	4,8	12,0	32,0	11,1	1,1					0,8	6,4	0,8	0,8		0,8	4,0			3,1	13,5	4,1
31.	" "	115	2,0	5,5	6,8	11,5	31,0	7,1		1,3	0,7			1,9	3,2		0,7	1,9	1,9	0,7	2,6		0,7	20,5	5,4
32.	" "	180	1,8	3,7	4,4	8,2	34,9	6,4		1,9				1,0	7,3				1,0	1,9	2,7		3,7	21,1	7,3
33.	" "	220		9,8	4,5	6,8	22,2	7,6		2,2	0,8			2,2	4,5		2,2		1,5	6,8	1,5		1,5	25,9	6,2
34.	" "	263	2,5	4,1	3,4	5,9	24,6	1,7		1,0				2,5	6,0		1,7	1,0	2,5	4,1	6,0		4,2	28,8	7,7
35.	" "	335		1,7	5,1	6,8	28,2	11,1		1,7				2,6	8,6		1,7	0,8	1,7	5,1	4,3		2,6	18,0	32,3
36.	" "	425	1,4	9,0	9,7	4,4	26,8	9,8		4,4				0,8	2,2										

die zwischen den eolischen Sedimenten gesiedelten Fließwassersedimente Ablagerungen des Theiss-Gebietes sind.

Die Schwermineraluntersuchungen der Sandschichten der Bohrung bei Szentes (bei der Schule) haben das auch unterstützt. Die Sandschicht von 4,3–4,6 m besteht nach Korngestalt aus einem Gemisch von Fließwasser- und eolischen Sand. Die Schwermineraluntersuchung hat das in allem befestigt. Den Donau-Karakter zeigt die grosse Menge der Granate (25,2–44,8%) und das wesentliche Vorkommen von Amphibol (siehe die Tabelle). Auf den Theiss-Karakter weist die grössere Menge der Hypersthene. Die Schicht von 43–43,5 m ist eolisch, mit ganz weniger Fließwassermischung, deshalb zeigt die Schwermineralzusammensetzung auch hauptsächlich Donau-Karakter. In der Tiefe 56–56,5 m ist eine charakteristische Fließwassersandsiedlung. Die Zusammensetzung der Schwerminerale — wie es auf der Abbildung gut zu sehen ist, weicht von der Mineralzusammensetzung des Donau- und Theiss-Sandes ab. Die Menge der Pyroxene ist auch wesentlich, unter den Amphibolen erscheint das braune Amphibol mit 10,5%. In den Ablagerungen auf dem Theisswassergebiet ist immer das braune Amphibol unter den Amphibolen das wesentlichere. Die zwei Amphibolgruppen betragen gesamt 29,2%, das ist auffallend viel. Zur Zeit ist noch unbekannt, von welcher Richtung die Ablagerung geliefert wurde, wahrscheinlich hat es ein nördlicher Nebenfluss der Theiss gebracht. Die neueren Ergebnisse von J. URBANCSEK scheinen auch diese Meinung unterstützen (25).

Die Sandschichten in der Tiefe 69–102 m haben auch eine gemischte Korngestalt, ihre Schwermineralzusammensetzung ist auch dem entsprechend. Die Ablagerung zwischen 115 und 118 m ist dem oben erwähnten, fragliches Original besitzenden Sand ähnlich. Die Sandschicht von 139–145 m ist die charakteristischste Fließwasser-Ablagerung vom Theiss-Gebiet. Die Menge der Pyroxene ist grösser, als die der Amphibole, innerhalb deren ist die 7–8% Menge der Hypersthene eine wichtige Wahrnehmung. Die Schicht 163–167 m besitzt eolisches Original, mit wenigem Fließwassersand-Gemisch, in der Mineralzusammensetzung ist auch eher der Donau-Karakter vorherrschend.

Abwärts von dieser Tiefe finden wir nur scharfe, eckige Sandkörner. Von 246 m sind die Mineralkörner korrodiert und verwittert. M. FARAGÓ-M. hat abwärts von dieser Tiefe auf Tertiär charakteristische Pollenzusammensetzung gefunden (19). F. BARTHA und E. KROLOPP nehmen an — auf Grund faunistischen Untersuchungen — dass diese Schichten umgehäuft und eingeschwemmt sind (1). In Schwermineralzusammensetzung wird von Donausand äusser der Korrodierung durch die kleinere Menge der Granate unterschieden, aber das kann nicht als überzeugende Wahrnehmung angenommen werden. Die weiteren Untersuchungen können die Frage entscheiden, ob es sich wirklich über Donausand handelt, wenn die Bestimmung der horizontalen Verweiterung und Zugehörigkeit dieser Schichten beweisen gelingen wird.

Es ist wichtig das vollständige Verschwinden der Hypersthene von der Tiefe 329 m, — wie wir es sehen werden — in anderen Bohrungen finden wir einen ähnlichen Fall, das ermöglicht eine wichtige Schichtbezeichnung. Die Menge der Pyroxene nimmt — äusser dem Hypersthen — auf 3–4% ab.

Als eine Fortsetzung von der Bohrung bei der Schule in Szentes, haben wir die Bohrung des Thermalbrunnens beim *Krankenhaus* auch in Szentes — welche in die Tiefe 1733 m führt — untersucht. In der Bohrung wurde zwischen

435–494 m in mehreren Schichten grobkörniger Sand gefunden, aber in grösserer Tiefe gibt es schon keiner mehr. Bis zur diesen Tiefe wechseln schnell einander die Schichten mit verschiedener Kornzusammensetzung, vorherrschend sind die Sandschichten. Abwärts davon bilden sich die Schichten mit gleicher Kornzusammensetzung in grösserer Dicke, die mit feinerer Kornzusammensetzung bekommen eine wichtige Rolle. Hinsichtlich des Charakters der Sedimentbildung bezeichnet die unterste grobkörnige Sandschicht eine wichtige Grenze. Nach M. FARAGÓ-M. zeigt sich eine Veränderung auch in der Pollenzusammensetzung.

In der Schwermineralzusammensetzung kommt der Hypersthen bis zu der erwähnten Grenze nur bei zwei Mustern vor, die Menge der übrigen Pyroxene ist auch 5%. Die Rolle des braunen Amphibols ist auch kleiner, also das Material der Bohrung beim Krankenhaus kann — auf Grund der Schwermineralzusammensetzung — als eine Fortsetzung der Bohrung bei der Schule angenommen werden. Von 940 m abwärts ändert sich die Schwermineralzusammensetzung, nämlich die Menge in % von Apatit, Turmalin, Epidot und Zoisit nimmt zu (Siehe Tabelle).

Von N nach S ist die nächste *Bohrung bei Sándorfalva*, welche aus dem Zweck einer Ölforschung gebohrt wurde. Hinsichtlich der Vollständigkeit müssen wir hier das Bohrungsmaterial kritisch annehmen, aber die charakteristischsten Gesetzmässigkeiten — welche in den anderen Bohrungen auch beweisbar sind — sind auch hier gut zu beobachten.

Im Bohrungsmaterial sind die Sandsedimente bis 800 m Tiefe weitgehend vorherrschend, von dieser Tiefe abwärts ist die Rolle der feinkörnigen grösser, 1725–1940 m finden wir nur Sedimente mit schlamm-tonigem Material.

Die Korngestaltuntersuchungen haben gezeigt, dass bis zur Tiefe 115 m nur eolische Sedimente sind, — ohne Fliesswassereinsiedlung — von dieser Tiefe abwärts wurden aber Fliesswasserschichten gefunden (Siehe Abb. 1.). L. BOGSCH hat die untere Grenze von Pleistozän beinahe in selber Tiefe — in 120 m — in der Bohrung bei Sándorfalva angegeben.

Die Schwermineralzusammensetzung hat da auch bewiesen, dass die eolischen Schichten von der Donau stammen, in der Zusammensetzung mit der, von anderem Flugsand zwischen Donau und Theiss übereinstimmen (11, 23, 28, 29).

Von 115 m ist nicht nur in Korngestalt sondern auch in der Schwermineralzusammensetzung kleinere Veränderung. Die Hypersthene erscheinen in schönen, wohlbehaltenen Säulenformen. Das ist vom anderen Donausand ziemlich entscheidend. Übrigens vom Hauptcharakter der Schwermineralzusammensetzung sehen wir da auch, wie bei Szentes — dass diese Schichten den heutigen Donau-Ablagerungen am meisten ähnlich sind.

Von 263 m verschwinden die Hypersthene, oder vermindert sich ihre Rolle, Nur bei 904 m finden wir eine kleine Veränderung wieder, von da wird die gesamte Menge der Amphibole und Pyroxene kleiner. Die Grenze in der Veränderung der Sedimentbildung und des Charakters der Schwermineralzusammensetzung stimmt nicht ganz mit der von L. BOGSCH bestimmten Grenze bei 980 m der im alten Sinne genommenen levantischen und Pannon (2). L. BOGSCH bemerkt auch, dass auf Grund der hierigen Fossilien die Grenze zwischen Levantin und oberen Pannon nur sehr schwer zu bestimmen ist.

Die Grenze zwischen oberen und unteren Pannon wird von L. BOGSCH in 1699 m angegeben. In Schwermineralzusammensetzung steht auch eine wesentliche Veränderung von 1670 m, besonders von der Tiefe 1700 m an, ein.

Der braune Amphibol verschwindet vollständig, die anderen Amphibole besitzen auch nur eine Menge unter 2%, die Menge der Granate ist nicht grösser als 4%, — in jeden, aus der Bohrung stammenden Mustern war die Menge mehrfach, — die Menge von Limonit wird dagegen grösser als 50%. In diesem Fall stimmt also die Abgrenzung nach dem Alter mit der Grenze der Veränderung der Sedimentbildung und Schwermineralzusammensetzung überein.

In 1927 wurde der *Städtliche Thermal-Brunnen in Szeged* gebohren. In dieser Zeit wurde die Bohrung nicht mit Schlamm-, sondern mit Wasserspülen durchgeführt, so haben wir ein ziemlich vertrauliches Material davon.

Auf die Sedimentbildung ist charakteristisch, dass bis 835 m die Sandsedimente vorherrschend sind, — welche sich in kleiner Dicke bilden — und von dieser Tiefe abwärts die Rolle der feinkörnigen Sedimente grösser ist.

Mit Korngestaltuntersuchungen wurde die Einsiedlung zwei eolischen Sandschichten zwischen den Fliesswasserschichten bewiesen. Die obere ist in 65–72 m, die untere in 169–179 m Tiefe zu finden.

Diese neue Untersuchungsergebnisse haben begründet, dass die von P. SZABÓ schon auf Schwermineralzusammensetzung untersuchte Bohrung wieder in Arbeit genommen werden soll, die Schwermineralgruppen mehr eingehend bestimmt werden sollen, damit diese Unterschiede auch klar werden, welche durch die mehr zusammengezogene Untersuchung von P. SZABÓ nicht bezeichnet wurden (29).

Die Schwermineralzusammensetzung der Fliesswasserablagerung der Sandschicht von der Tiefe 32–52 m zeigt die charakteristischen Spezifikation des Theiss-Gebietes, die Menge der Hypersthene erreicht 10,9%, die Gesamtmenge der Pyroxene ist 16,8%, die braune Amphibole erreichen auch 9,2%.

Die Sandschicht zwischen 65–68 m zeigt eolisches Original, mit wenigem Fliesswassersand-Schichte zu finden, diese besitzen Theiss-Karakter, das beiden Flüsse charakterisierenden Mineralen. In der Tiefe 83–88 m sind wieder Fliesswassersand — Schichte zu finden, diese besitzen Theiss-Karakter, das selbe bezieht sich auf die Sandschichten 125–132 m. Zwischen 169 m und 171 m siedeln sich wieder charakteristische eolische Donausandschichten, in welchen im Gegenteil zu 12,3% der metamorphen und alkali-Amphibole, die braunen Amphibole nur 1,6% zeigen.

Es wurde die untere Grenze der pleistozänen Ablagerungen bei Szeged von GY. HALAVÁTS — und seine Angaben benützend auch von J. SÜMEGHY — in der Tiefe 150 m festgestellt (5, 6, 26, 27). Es kann sicher angenommen werden, dass ihre kronologische Folgerung sich auf Grund der späteren Untersuchungen ändern wird, das ist aber Tatsache, dass sie von dieser Tiefe eine Veränderung beobachtet haben.

In der Schwermineralzusammensetzung bedeutet das Verschwinden der Hypersthene diese Veränderung, welche von dieser Tiefe abwärts oft in keinem Muster vorgekommen ist (Siehe Tabelle und Abbildung).

Nach der Auffassung von P. SZABÓ sind bis zur diesen Tiefe nur Ablagerungen des Theiss-Gebietes, von 150 m bis zum Sohlenpunkt der Bohrung nur Donausedimente zu beobachten (29). Wie wir es gesehen haben, diese Auffas-

sung wird sich ändern, denn bis zur diesen Tiefe haben wir auch zwischengesiedelte, eolische Donausedimente beobachtet.

In der Tiefe 168–800 m finden wir Sedimente mit derselben Schwermineralzusammensetzung, die Hypersthene kommen nicht mehr vor, die Menge der braunen Amphibole ist wesentlich kleiner als die der andern Amphibole. Kleinere Veränderungen sind nur in den Sandschichten zwischen 945–949 m, da verschwinden die Amphibole fast vollständig und der Epidot bekommt eine wichtige Rolle. F. BARTHA meint, dass die Reste der Weichtiere aus diesen Schichten schon von oberem Pannon stammen.

Von der bisherigen N – S Richtung etwas nach O finden wir den nächsten *Bohrungsplatz bei Makó*, der Bohrung bei der Schule bei Szentes ähnlich war diese Bohrung auch perspektivisches Forschungsbohren, so der grösste Teil der aufgearbeiteten Muster ist Bohrkern.

In dieser Bohrung wechseln einander die Schichten mit verschiedener Kornzusammensetzung schneller, als in allen bisherigen. Die Sandschichten mit Mittekorngrösse haben eine wesentliche Rolle (Siehe Abb. 2.).

Demgemäss ist die Schwermineralzusammensetzung wesentlich einfacher, als in den bisherigen Bohrungen, von 16–173 m sind einheitlich Theisswassergebiet-, wahrscheinlich von Maros stammende Sedimente. Es ist nur bei 173 m eine Veränderung in der Schwermineralzusammensetzung. M. FARAGÓ-M. hat auch von dieser Tiefe an auf Tertiär charakteristische Pollenzusammensetzung gefunden (19). Von der Tiefe 173 m finden wir die fraglichen Donausedimente mit ähnlicher Zusammensetzung wie in den bisherigen Bohrungen. In der Schwermineralzusammensetzung beobachten wir fast keine Veränderung mehr bis zur Sohlentiefe des Bohrens.

ABSONDERUNG DER SCHICHTENREIHEN

Die oben erwähnten Untersuchungsergebnisse haben ermöglicht, dass die pliozänen und pleistozänen Schichten des Südniederlandes auf Grund der Schwermineralzusammensetzung und Sedimentbildung gegliedert werden.

Die erste grössere Schicht verbreitet sich überall von der Oberfläche bis zu dem Verschwinden, oder bis zur unwesentlichen Menge der Hypersthene. Diese Schichtenfolge geht in der Bohrung bei Szentes – bei der Schule – bis 388 m, bei Sándorfalva bis 272 m, bei Szeged bis 170 m, bei Makó bis 175 m. Schon Gy. HALAVÁTS hat darauf hingewiesen, dass die tertiären und quartären Schichten sich vom Rand des Beckens nach innen neigen, das hat er im Profil von Szabadka–Szeged–Szentes auch bewiesen (6). Die von uns bisher durchgeführten Untersuchungen scheinen auch das unterstützen (13, 14, 17, 23). Die untere Grenze der vorher erwähnten Schichtenreihe liegt in den Bohrungen bei Makó und Szeged am höchsten, von hier nach dem Inneren des Beckens, also nach Szentes, liegt es immer tiefer, beweisend, dass die Senkung des Tieflandes hier die stärkste ist.

Im Hinsicht der Sedimentenart und Schwermineralzusammensetzung ist auch diese die mannigfaltigste Schichtenreihe, die Sedimente mit verschiedener Zusammensetzung wechseln einander hier am schnellsten. Die eolischen Sedimente sind nur in dieser Schicht zu finden, in der Bohrung bei Szentes bis zur Tiefe 168 m, bei Sándorfalva bis 115 m, bei Szeged bis 179 m, in der bei Makó erscheinen sie überhaupt nicht.

In der Bohrung bei Sándorfalva — welche am westlichsten liegt — sind bis zu der erwähnten Tiefe einheitlich nur eolische Sedimente. In der Bohrung bei Szeged siedeln sich zwischen den Fließwasserschichten zwei, in der bei Szentes drei eolische Schichtenreihen ein.

Auf Grund der Schwermineralzusammensetzung und Korngestaltuntersuchungen unterscheiden wir hinsichtlich der Entstehung der Sedimente die folgenden Haupttypen:

a) Eolische Sandschichten, deren Schwermineralzusammensetzung eine charakteristische Donauherkunft zeigt. Diese Sedimente sind die Fortsetzung der eolischen Schichten zwischen der Donau und Theiss und keilen sich zwischen den Fließwasserschichten des Theisswassergebietes und bilden deren heteropischen Facies.

b) Sedimente von Theisswassergebiet, deren untere Grenze — auf Grund des wesentlicheren Vorkommens der Hypersthene und braunen Amphibole (Theisswassergebietskarakter) — bei Szentes 146 m, bei Sándorfalva 115 m, bei Szeged 170 m und bei Makó 175 m angegeben wird (siehe Abb. 1.). Es scheint, dass in den Ablagerungen unter dieser Tiefe schon die in heutigem Sinne genommene Theiss und Nebenflüsse nicht teilgenommen haben.

c) Die zwei Fließwasserschichten bei Szentes mit fraglicher Herkunft, welche wahrscheinlich von irgendwelchem Nebenfluss der Theiss abgelagert wurden, sind noch in anderen Bohrungen nach N auch zu finden (23), nach S erscheinen aber nicht mehr.

d) Fließwasserschichten unter den Ablagerungen des Theissgebietes welche bis zu dem Verschwinden oder bis zur wesentlichen Abnahme der Rolle der Hypersthene liegen, sind wahrscheinlich Fließwasserablagerungen der Donau. Es ist zweifellos, dass diese Sedimente in Pleistozän und Holozän abgelagert wurden.

Unter der in den vorherigen bestimmten Schicht können wir in drei tieferen Bohrungen bei Szentes bis 950 m, bei Sándorfalva bis 900 m, bei Szeged bis 800 m die nächste Schichtenreihe bezeichnen. Es ist charakteristisch, dass in dieser Schichtenfolge auch die Sandsedimente vorherrschend sind, die Schichten einander genug schnell wechseln. Die Schwermineralzusammensetzung unterscheidet sich von dem unteren Teil der vorigen Schicht in dem, dass die Hypersthene hier schon verschwinden. (Sie erscheinen nur in unwesentlicher Menge in einzigem Muster bei Sándorfalva.) Deren untere Grenze stimmt mit der von früheren Forschern auf Grund Makrofossilien bestimmten Grenze zwischen Levantin und oberem Pannon überein (2), so wurden diese Schichten nach der alten Einteilung des Erdzeitalters in Levantin oder nach der heutigen Einteilung in obersten Pliozän oder Unterpleistozän abgelagert.

Wir haben noch wenige Angaben dazu, dass diese Schichtenserie, welche auf Grund der Veränderung der Schwermineralzusammensetzung bezeichnet wurde auch in geologisches Zeitalter eingereiht werden soll.

Abwärts von dieser Tiefe werden die feinsten Sedimente vorherrschend, wir finden dicke, also zwischen ruhigen Verhältnissen abgelagerte Schichtenfolgen. Es ist charakteristisch auf die Schwermineralzusammensetzung, dass die Menge der Amphibole und Pyroxene abnimmt, die Menge von Apatit, Turmalin, Epidot, und in der Bohrung bei Szentes die von Zoisit zunimmt. Nach der Einteilung von L. BOGSCH entspricht diese Schicht dem oberen Pannon (2).

Eine entscheidende Veränderung in der Schwermineralzusammensetzung ist in 1670 m bzw. 1700 m. Diese Tiefe wurde nur mit der Bohrung bei Sándorf-

falva erreicht, die Spezifikation dieser Schicht haben wir schon bei dem eingehenden Beschreiben der einzelnen Bohrungen gesehen. Auf Grund Makrofossilien hat L. BOGSCH diese Schichten als untere Pannon bestimmt (2).

Die Schwermineraluntersuchungen zeigen also, dass während der Ablagerung der pliozänen und pleistozänen Schichten des Südniederlandes — infolge der Krustenbewegungen — das Abtragungsgebiet sich öfters verändert hat. Vergleichend das Material der Bohrungen mit den recenten Fließwasserablagerungen, können wir feststellen, dass die obersten Schichten im grössten Teil die Sedimente der Flüsse des Theisswassergebietes sind. Die grösseren Menge der braunen Anmphibole und Hypersthene zeigen die Wirkung der Vulkane der Inneren Karpaten, so stammen diese Schichten von Osten. Die darunter liegende Schichtenfolge — mit einer Mächtigkeit von ung. 1500 m — scheint trotz den kleineren Veränderungen von einheitlichem Gebiet zu stammen. Die mit den heutigen Donauablagerungen beinahe gleiche Zusammensetzung (grössere Rolle der alkali- und metamorphen Amphibole und Granate) weist, — beim heutigen Stande der Untersuchungsergebnisse — auf einen alpinischen Charakter.

Die in der Bohrung bei Sándorfalva erreichten untere pannonischen Schichten sind am meisten — in der Schwermineralzusammensetzung — den oberflächlichen pannonischen Schichten des höheren Gebietes der Umgebung ähnlich. Wegen des Vergleichens haben wir auch von denen Schwermineralzusammensetzung-Untersuchung durchgeführt (siehe Tab.). Es ist interessant, dass die oberen pannonischen Sedimente von Szászvár, Paks und Solt in Schwermineralzusammensetzung eher zu den unteren pannonischen Sedimenten des Südniederlandes nahe stehen (kleine Rolle der Pyroxene, Amphibole, Granate) die von Galgamácsa eher den oberen pliozänen Sedimenten ähnlich ist. Das Material der Bohrung von Kemece zeigt eine ganz andere Zusammensetzung.

Es stehen noch wenige Ergebnisse uns zur Verfügung, dass wir die Schwermineralzusammensetzung der pliozänen und pleistozänen Schichten des Südniederlandes mit den Untersuchungsergebnissen — von weiteren Gebieten — früherer Forscher parallel stellen können (7, 8, 9, 21, 24).

Diese Arbeit beweist aber, dass die statistische Schwermineral-Untersuchungsmethode bei der Gliederung der Beckensedimente gut verwendet werden kann und dass die in einzelnen Bohrungen durchgeführten viele Untersuchungen entsprechende Ergebnisse geben. Die weitere Aufgabe ist, dass wir diese Untersuchungen horizontal auf ein grösseres Gebiet erweitern und den Zusammenhang zwischen den Rand des Beckens und weiteren Bildungen suchen.

LITERATUR

1. BARTHA F.—KROLOPP E.: A délföldi perspektivikus fúrások puhatestű faunájának vizsgálata (Manuskript). Jelentés a M. Áll. Földtani Intézethez. 1960.
2. BOGSCH L.: Jelentés a MANÁT mélyfúrások kövület-meghatározásáról (Manuskript) 1944.
3. DÁVID P.: A Duna—Tisza közti futóhomok koptatottsága. Vortrag am 30. V. 1955 vor der Sitzung der Ung. Geol. Gesellschaft.)
4. M. FARAGÓ M.—MIHÁLTZ I.—MOLNÁR B.: A szentesi kórházi fúrás polleanalitikai vizsgálata. Bericht zur Geol. Oberdirection. (Manuskript) 1959.
5. HALAVÁTS GY.: A szegedi két ártézi kút. M. Áll. Földtani Int. Évkönyve IX. k. 1890—1892.
6. HALAVÁTS GY.: Az Alföld Duna—Tisza közötti részének földtani viszonyai. M. K. Földt. Int. Évk. 11. k. Budapest, 1895.
7. HERRMANN M.: Mátrai és cserhátalji pannon homok vizsgálata. Magyar Nemzeti Múzeum Term. Tud.-i Múzeum Évkönyve. VI. k. 1955.
8. HERMANN M.: Bükkaljai pannoniai homokvizsgálatok. Földtani Közlöny. 1954. 4. füzet.

9. HERMANN M.: Kisalföldi és dunántúli pannóniai homok mikromineralógiai vizsgálata. Földtani Közlöny. 1956.
10. KRIVÁN P.: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszélvény. M. Áll. Földt. Int. Évk. 43. k. Budapest, 1955.
11. LENGYEL E.: Alföldi homokfajták ásványos összetétele. Földtani Közlöny. 60. k. 1931.
12. MIHÁLTZ I.: A Duna—Tisza csatorna geológiai viszonyainak tanulmányozása. A Duna—Tisza csatorna. Földműv. Min. Kiadv. Budapest. 1947.
13. MIHÁLTZ I.: Az Alföld negyedkori üledékeinek tagolása. Kongress der Ung. Tiefebene. Budapest. 1953.
14. MIHÁLTZ I.: A Duna—Tisza köze déli részének földtani felvétele. M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről. Budapest, 1953.
15. MIHÁLTZ I.: Homok szemmagyság helyszíni meghatározása. Földtani Közlöny. 82. k. 1. füzet. Budapest, 1952.
16. MIHÁLTZ I.—UNGÁR T.: Folyóvízi és szélfújta homok megkülönböztetése. Földt. Közl. 84. k. 1—2. füzet. Budapest, 1954.
17. MIHÁLTZ I.: A délföldi eolikus rétegsor. Vortrag vor der Sitzung der Ung. Geol. Gesellschaft in Szeged. 1958.
18. MIHÁLTZ I.—M. FARAGÓ M.—MOLNÁR B.: Új eredmények az Alföld üledékeinek kormeghatározásában. Vortrag auf der Universität Szeged.
19. MIHÁLTZ I.—M. FARAGÓ M.—MOLNÁR B.: Jelentés a szentesi és makói perspektivikus fúrások vizsgálatáról. Bericht zur Geol. Oberdirection. (Manuskript.) 1961.
20. MIHÁLTZ I.—M. FARAGÓ M.: Jelentés a kemecsei perspektivikus fúrás vizsgálatáról. Bericht zur Geol. Oberdirection. (Manuskript.) 1961.
21. MIKLÓS K.: A mezőkeresztesi M 3. sekélyfúrás üledékközzettani és mikromineralógiai vizsgálata. Földtani Közl. 1955. 2. füzet.
22. MOLNÁR B.: A statisztikus nehézasvány-vizsgálat hibalehetőségei. Földtani Közlöny. 89. k. 3. füzet. 1959.
23. MOLNÁR B.: A Duna—Tisza közti eolikus rétegek felszíni és felszín alatti kiterjedése. Földtani Közlöny. 91. k. 3. füzet. 1961.
24. PESTY L.: A sajóhidvégi SA 12/A sekélyfúrás üledékközzettani és mikromineralógiai vizsgálata. Földtani Közl. 1955. 2. füzet.
25. URBANCSEK J.: Szolnok megye hidrogeológiai viszonyai. Vortrag vor der Sitzung der Ung. Hydr. Gesellschaft in Szeged. (Manuskript.) 1961.
26. SÜMEGHY J.: Két alföldi ártézikút faunája. Földtani Közl. 1930. 59. k.
27. SÜMEGHY J.: A Duna—Tisza közének földtani vázlata. M. Áll. Földt. Int. Évi Jelentése 1950-ről. Budapest, 1953.
28. SZABÓ P.: A Duna—Tisza közti felső pleisztocén homokrétegek származása ásványos összetétel alapján. Földt. Közl. 85. k. 4. füzet. Budapest, 1955.
29. SZABÓ P.: A szegedi városi fürdői mélyfúrás homokrétegeinek vizsgálata. Vortrag vor der Sitzung der Ung. Geol. Gesellschaft. (Manuskript.) 1956.
30. SZÁDECZKY—KARDOS E.: Die Bestimmung des Abrollungsgrades. Zentralbl. für Min. etc. 1953.

BEITRÄGE ZUR KENNNTNIS DER KORNERTEILUNG VON TONIGEN SEDIMENTEN

T. UNGÁR

Planungsbüro, Szeged

Die Korngrösseanalyse der tonigen Sedimente wird durch Fällung am meisten nur bis 0,002 mm oder höchstens bis 0,001 mm Korndurchmesser durchgeführt. Das wird dadurch verursacht, dass die Fällungsgeschwindigkeit der Körner unter dieser Korngrösse schon sehr klein, bzw. die Fällungszeit zu lang ist. Demnach ist die Kornverteilung der charakteristischen ungarischen Sedimenttypen in allgemein nur bis 0,002 mm bzw. 0,001 mm bekannt. Das Ziel dieser Untersuchungen war die Kenntnis der Kornverteilung der tonigen Sedimente erweitern.

Im Auswahl der Methode haben wir folgende Gesichtspunkte in Rücksicht genommen:

1. Demnach die verschiedenen Methoden bei den Analysen der Kornzusammensetzung zu mehr oder weniger entscheidenden Ergebnisse führen — und nur diese Ergebnisse können verglichen werden, welche mit der selben Methode erreicht wurden — wollten wir keine neue Methode einführen. Deshalb haben wir die Methode mit Zentrifuge vernachlässigt. Im Hinsicht der Messung mit Elektronenmikroskop (4) sind auch einige kritischen Bemerkungen bekannt (6).

2. Es war zu erwarten, dass zum Hindern der Koagulation bei der Fällung Natriummetasilicat als Stabilisator verwendet werden muss und das die Glasinstrumente korrodieren wird. Deswegen müssten wir der Verwendung des Köhnschen-Apparates entsagen.

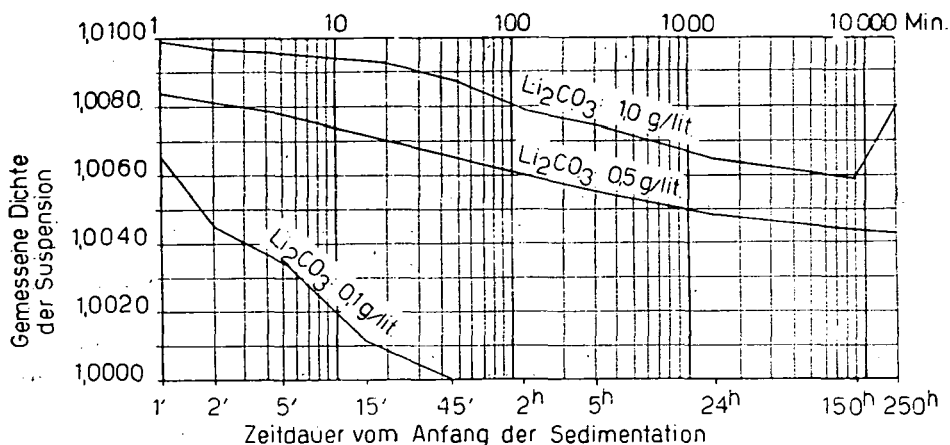
3. Demnach die Untersuchung des feinen Kornteiles eine wesentliche Verlängerung der Fällungszeit bedeutete, konnte man die sowieso lange Atterbergsche-Methode nicht in Hinsicht nehmen.

Auf Grund der oben erwähnten haben wir die folgende Methode benützt. Der von 0,06 mm grobere Teil wurde mit Siebanalyse untersucht. Das Messen wurde zwischen 0,06—0,001 mm mit Aräometer, darunter mit einer Pipette mit Robinson-Methode durchgeführt. Diese letztere Methode ermöglichte, dass — zur Abkürzung der Fällungszeit — am Ende der Fällung eine kleinere Gefällehöhe benützt wird. Das letzte Messen wurde mit Aräometer 150 Stunden nach dem Anfang der Fällung, das letzte Messen mit Pipette — abhängig von der Temperatur — ungefähr nach 25 Tagen (auf 20 °C gerechnet nach 504 Stunden) aus 2 cm Tiefe durchgeführt.

Die Temperaturschwankung war ± 2 °C, welche nach CASAGRANDE (2) auf der Kornverteilungskurve ungefähr 2% Fehler zeigt. Diese Fehlergrenze ist

nach GESSNER (4) entsprechend. Übrigens — nach unseren vorherigen Untersuchungen (7) — kommt so grosser, sogar etwas grösserer Unterschied bei unter vollständig selben Verhältnissen, parallel durchgeführten Untersuchungen auch vor.

Wegen der sehr langen Fällungszeit bedeutete das Verhindern der Koagulation grosse Schwierigkeiten. Das dispergierende Material und dessen günstigste Konzentration musste vorher bei jeden einzelnen Mustern extra mit Epruvettenuntersuchung bestimmt werden. Die folgenden Materialien wurden zum Dispergieren ausprobiert: Lithiumcarbonat, Natriummetasilicat, Natriumcarbonat, Natriumzitrat, Natriumpyrophosphat. Bei diesen Mustern, die kein organisches Material enthielten, hat das Natriummetasilicat in 2 ml/l Konzentration das günstigste Ergebnis gegeben. Bei den organische Stoffe enthaltenden (humusartige) Materialien haben wir mit Lithiumcarbonat sehr stabile Suspensionen bekommen. Wesentlich ist aber — gelegentlich der Verwendung von Lithiumcarbonat — die günstigste Konzentration ganz genau bestimmen. Dies bezüglich wurde auf **Abb. 1.** die Veränderung der Suspensionsdichte mit der Zeit eines stark humusartigen Tons (Wiesenton) abhängig von der Konzentration des verwendeten Lithiumcarbonats dargestellt.



Zu den Messungen wurde 25 g vom Bodenmuster verwendet. Bei der ersten Untersuchung war das dispergierende Material 1,0 g/l. Am Anfang schien die Suspension ganz stabil zu sein; nach 24 Stunden konnte man mit Aräometer nur ganz geringes Sinken der Dichte bemerken. Nach 150. Stunden hat die Innenreibung der Suspension auffallend zugenommen, und nach 250 Stunden war die mit Aräometer gemessene Dichte grösser, als die nach 150 Stunden. Das kann dadurch erklärt werden, dass in Folge der Koagulation eine — den grössten Teil der Suspension ausfüllende, aus lockeren Flocken bestehende Ablagerung entstanden ist. Bei der zweiten Untersuchung — gelegentlich der Verwendung des dispergierenden Materials 0,1 g/l — wurde die Suspension schon nach 15 Minuten stark koaguliert, nach 45 Minuten waren schwebende Teile sozusagen, überhaupt nicht. Die dritte Untersuchung, — welche mit 0,5 g/l Lithiumcarbo-

nat durchgeführt wurde — hat im Hinblick der Suspension und aus der bestimmten Kornverteilung ausgenügende, wahrscheinliche Ergebnisse gegeben.

Da muss erwähnt werden, dass bei einigen, hohen kalkhaltigen Materialien eine entsprechende Stabilität der Suspension überhaupt nicht erreicht werden konnte; deren Untersuchung müssten wir entsagen.

Die Muster wurden so zusammengewählt, dass die meisten Typen der einheimischen, besonders geologisch jungen Sedimenten untersucht werden sollen.

1. Grauer, Holozän-alluvialer Ton. Fundort Uj-Szeged, das ehemalige Überschwemmungsgebiet der Tisza. Das Liegende schlammartiger, alluvialer Sand, das Hängende humusartiger Ton.

2. Grau-braun fleckiger pannoner Ton, Kaposgyarmati.

3. Gelber Ton von Oberen-Pleistozän, Szeged. Das Hängende Löss.

4. Schwarzer, stark humusartiger Ton vom Holozän (Wiesenton), Gyulavár. Das Liegende hellgelber Löss.

5. Gelber, Sodaerde-artiger Ton vom Oberen-Pleistozän (Sodaerde-artiger Löss), Nagylak. Das Liegende Löss, das Hängende brauner, humus- und Sodaerde-artiger Ton.

6. Graugelber Ton vom Oberen-Pleistozän; Orosháza. Das Hängende brauner, humusartiger Ton.

7. Blaugrauer Ton vom Oberen-Pleistozän, Szeged. Das Hängende gelber Ton.

8. Schwarzer, stark humusartiger holozäner Ton (Wiesenton) von der Oberfläche, Algyó. Das Liegende Löss.

9. Rotbrauner Ton vom Oberen-Pleistozän (Abhängeton), Mikófalva. Das Hängende schwarzer, humusartiger Ton.

10. Schwarzer, humusartiger Ton vom Oberen-Pleistozän von der Oberfläche, Jászberény. Das Liegende gelber Löss.

Die Kornverteilungskurven der untersuchten Materialien sind auf **Ab. 2.**, die Kornverteilungsparameter (nach TRASK), die Ergebnisse der im Hinblick physikalischer und chemischer Eigenschaften durchgeführten Ergänzungsuntersuchungen der Sedimente auf **Tabelle 1.** demonstriert. Die Zeichen der Tabelle:

M: Median, Mittelkorndurchmesser; *Q*₁: Unter Quartil; *Q*₃: Oberquartil; *So*: Sortierung; *Sk*: Kurvensymmetrie; *F*: Fliessgrenze; *P*: Ausrollgrenze; *P*_i: Plastizitätszahl.

Auf Grund der Kornverteilungskurven **Abb. 2.** ist feststellbar, dass die Verhinderung der Koagulation gelungen ist, so eine Brechung auf den Kurven, die auf Koagulation hinweisen möchten nicht bemerkbar ist. Es ist weiterhin klar, dass die Menge der Körner, die kleiner als 0,0001 mm sind, im allgemeinen noch wesentlich, in jedem Fall gut messbar, bei einem Teil der Muster sogar über 10% ist. Obwohl ein jeder der Muster stark tonartig ist, hohen „Kolloidgehalt“ hat, das mittlere Korndurchmesser zeigt doch grosse Entscheidungen, es schwänkt ung. binnen einer Ordnungsgrösse (0,022—0,0025 mm). Im Hinblick der Klassifikation finden wir auch wesentliche Unterschiede. Das Wert der Kurvensymmetrie ist bei jedem Muster kleiner als 1, das ist aber von den bisherigen, bis 0,001 mm durchgeführten Analysen auch bekannt. Auf Grund der **Tab. 1.** können wir die Kornverteilungs- und Plastizitätseigenschaften vergleichen. Mit der Zunahme des mittleren Korndurchmessers zeigt sich die Abnahme der Fliessgrenze und der Plastizitätszahl. Das weist darauf hin, dass — wenigstens bei den untersuchten, hauptsächlich jungen Tonen — die Plastizi-

tätseigenschaften in erster Reihe von der Kornzusammensetzung abhängig sind. Der Zusammenhang ist natürlich nicht eindeutig, denn die Plastizitätseigenschaften von anderen Eigenschaften (Mineralzusammensetzung, adsorbierte Ionen usw.) wesentlich beeinflusst sind; aber die mineral-chemischen Eigenschaften verdrängen nicht den grundlegenden Einfluss der Kornzusammensetzung. Die

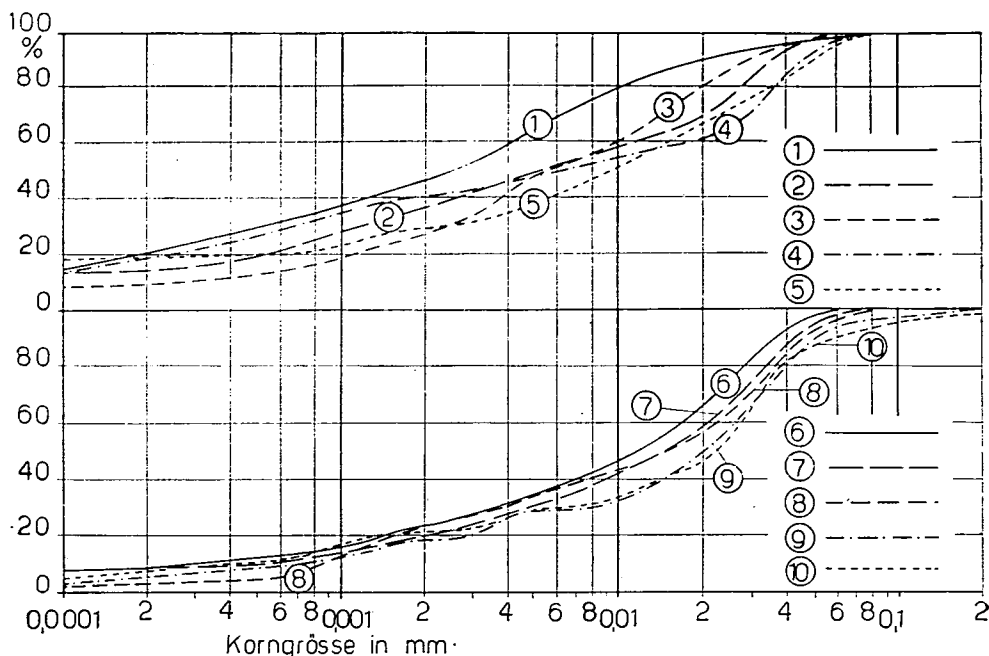


Abb. 2. Die Kornverteilung der untersuchten Materialien

Ausrollgrenze verändert sich auf relative kleinem Gebiet. Auf Grund der bisherigen Untersuchungen scheint es so, dass die Muster, welche relative kleinere Plastizitätszahl besitzen, bei einer Ausrollgrenze höher als 30, auf organischen Materialgehalt weisen; bei den Mustern, die höhere Plastizitätszahl haben, kann aber ohne organischem Materialgehalt ein Wert grösser als 30 vorkommen.

Es wurde bei den durch künstlichen Zerkleinerung dargestellten Materialhäufen schon längst, später aber auch bei den klastischen Sedimenten das Beschreiben der Kornverteilung durch Wahrscheinlichkeitskurven probiert. Unter den Wahrscheinlichkeitsgesetzen ist die GAUSSsche längst bekannt, das ist aber im Originalform zum Beschreiben der Kornverteilung der klastischen Sedimente nicht geeignet. Nämlich die GAUSSsche Verteilung ist symmetrisch, aber die Verteilung der klastischen Sedimente, besonders der tonartigen ist asymmetrisch in dem Sinne, dass die Klassifikation in die Richtung der kleineren Korngrössen schlechter ist, als in die Richtung der grösseren. Mit entsprechender Umformung wurde ein Zusammenhang aufgestellt, welcher mit der asymmetrischen Kornverteilung der klastischen Sedimente besser übereinstimmt. HAZEN hat ein spezielles Koordinatensystem konstruiert, in dem dem Wahrscheinlichkeitsgesetz folgende Verteilungen in einer geraden Linie erscheinen

(in 5). Zur Beschreibung der künstlichen Tonhäufen wird eher der ROSIN-RAMMLERSche Zusammenhang bzw. dessen BENNETTSche Form benutzt (in 1). Zu diesem Zusammenhang kann auch ein Koordinatensystem konstruiert werden, in welchem der BENNETTSchen Verteilung folgenden Kornverteilungen auf einer Linie erscheinen.

Die Verteilungskurve von 6 untersuchten, unter verschiedenen Verhältnissen entstandenen Muster ist im HAZENSchen Koordinatensystem in **Abb. 3.**, im BENNETTSchen in **Abb. 4.** dargestellt.

Die Untersuchung von **Abb. 3.** und **4.** weist darauf hin, dass die Kornverteilungen von der regelmässigen Wahrscheinlichkeitsverteilungen mehr oder weniger abweichen. Die Verschiedenheit ist besonders in groben Korngrössteilen (über 0,01–0,02 mm) weiterhin in den feinsten Korngrössteilen bemerkbar. Die Kornverteilung der Tonsorten wird von den zwei Wahrscheinlichkeitsgesätzen durch das BENNETTSche besser ernähert. Wenn wir die Grösse der Abweichung von der BENNETTSchen Verteilung bei den einzelnen Sedimentsorten untersuchen, können wir – wegen der relative kleinen Zahl der untersuchten Materialien nur bedingungsweise – die Folgenden feststellen. Die kleinste Abweichung von dem Wahrscheinlichkeitsgesetz ist bei dem von der Überschwemmungsablagerung stammenden Ton (Muster 1.). Das ist damit zu erklären, dass obwohl

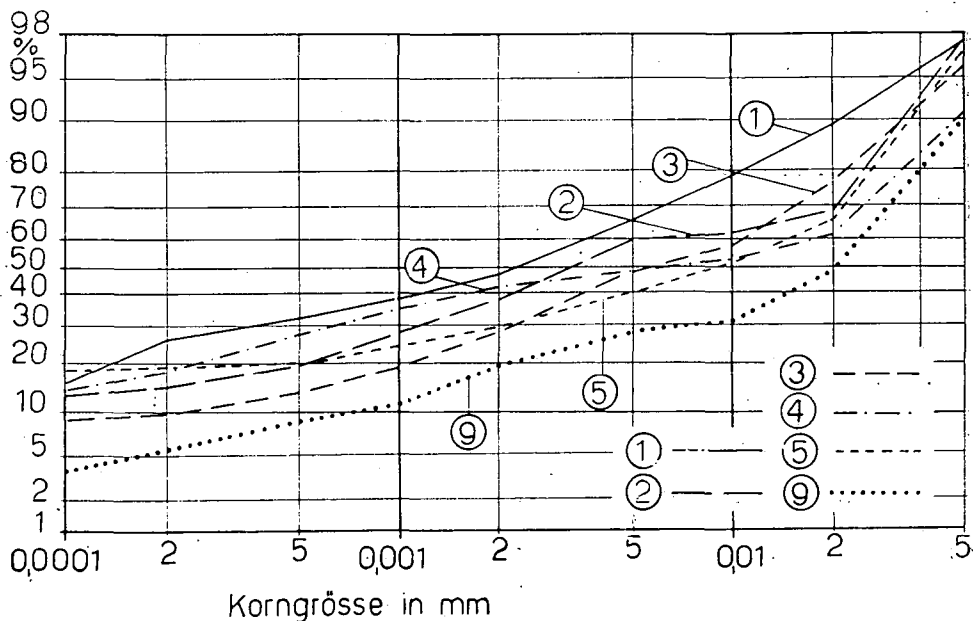


Abb. 3. Kornverteilung von Sedimenten im HAZENSchen Koordinatensystem.
Die Nummer der Muster ist gleich mit dem im Text und mit dem der **Tabelle 1.**

es langsam, aber doch aus einem strömenden Wasser abgelagert wurde und so schon eine gewisse Sortierung entstanden ist. Die Abweichung ist klein, aber grösser als die vorherige bei von Meer- und Teichablagerungen stammenden Mustern. (Muster 2. und 3.). Bei dem stark humusartigen Material finden wir einen grossen Unterschied, (Muster 4.) denn die Menge der feineren Teile

durch das nachträglich entstandene organische Material vermehrt wurde. Der natronhaltige Ton zeigt eine ähnliche abweichung, dafür ist die Mineralkörner aufschliessende Wirkung der sodahaltigen Bodenlösung verantwortlich, welche zum Anwachsen der feinen Teile führte. Im Falle des „Nyirok“-Musters (Mus-

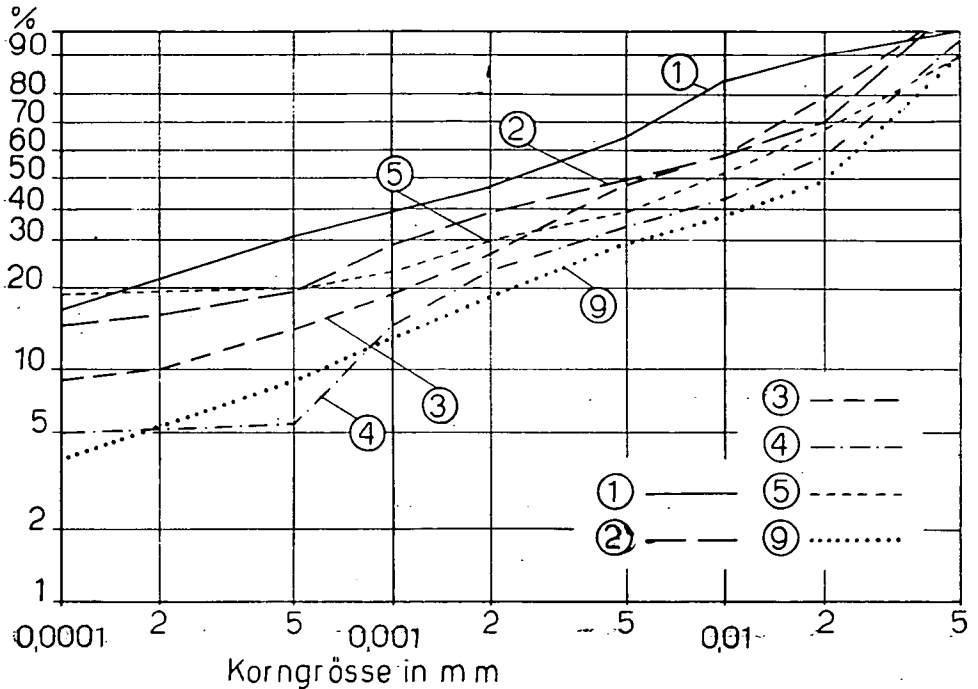


Abb. 4. Kornverteilung von Sedimenten im BENNETSchen Koordinatensystem

ter 9.) können wir die im Gebiet der groben Körner entstehende Abweichung mit dem ortsfesten-Sediment-Karakter dieses Materials in Verbindung bringen.

Die Feststellung des in Tonsedimenten vorkommenden „kleinsten Korndurchmessers“ hat hauptsächlich eine theoretische Bedeutung, aber manche Darstellungen der Kornverteilung machen auch unentbehrlich die willkürliche Aufnahme dieses Durchmessers (8). Im Kenntnis des Wahrscheinlichkeitskarakters der Kornverteilung der klassifizierten klastischen Sedimente ist offenbar, dass der Begriff des „kleinsten Korndurchmessers“ nur definitionartig festzustellen ist, denn in feinkörnigen klastischen Sedimenten kommen die Körner in abnehmender Menge ganz bis zum 0 (zero) in allerlei Massen vor. Wenn aber als „kleinstes Korndurchmesser“ dieses angenommen wird, mit welchem die Körner in übereinstimmendem Masse, wenn auch in geringer, aber in einer gewisser Menge der Häufung teilnehmen, dann hat der Begriff des „kleinsten Korndurchmessers“ eine genaue Bestimmung gewonnen, und das kann als charakteristisches Wert angenommen werden. Es scheint zweckmässig zu sein, dass als „kleinstes Korndurchmesser“ dieses angenommen wird, mit welchem die Körner in ganzer Menge nur 1% betragen. Deren Bestimmen ist durch Extrapolation (Abb. 2.) der einfachen summierenden Kurve nicht möglich, denn sie

nähert sich asymptotisch zur Achse des Korndurchmessers; aber es ist feststellbar mit Hilfe der Wahrscheinlichkeitsdiagramme. Im BENNETSchen ergibt sich das „kleinste Korndurchmesser“ 0,0002–0,008 m, im HAZENSchen 0,0016–0,014 m. Das durchschnittliche Wert — 0,006 m — ist noch auch wesentlich kleiner, als vom CORRENS vorgeschlagene untere Grenze mit 0,02 m.

Zusammenfassend können wir feststellen, dass mit der beschriebene Methode die Aufnahme der Kornverteilungskurve bis 0,0001 mm bei mehreren tonartigen Sedimenten gelungen ist. Es ist zu betonen, dass diese Methode wegen der Umständlichkeit des Vorbereitens und wegen der Langweiligkeit der Fällung zur Serienuntersuchung nicht geeignet ist, aber dazu ja, dass wir die Kornverteilung der charakteristischen *Sedimenttypen* im Gebiet der feinen Korngrösse erkennen.

Schon die bisherigen Untersuchungen weisen darauf hin, dass die längeren Kornverteilungskurven — besonders bei der im Wahrscheinlichkeitskoordinatensystem durchgeführten Darstellung — aus *geologischem* und *petrologischem* Gesichtspunkte gewisse genetische Folgerungen ermöglichen. In der *Bodenkunde* weist die relative abnehmende Menge der feinsten Körnteile den einzelnen Bodenschichten auf während der Bodenbildung entstandene Auslauge-, die zunehmende Menge auf Akkumulationsvorgänge hin.

Es ist weiterhin allgemein angenommen, dass die fisikalischen Eigenschaften der Kornhäufungen entscheidend von den feinsten Körner bestimmt werden, so ist die quantitative Untersuchung der feinen Körnteile auch vom *bodenmechanischen* und *keramischen* Gesichtspunkt begründet.

Tabelle 1.

Die Kornverteilungs-, einige physikalische und chemische Angaben der untersuchten Muster

N ^o des Musters	Petrologische Benennung	Erdzeitalter	M mm	Q ₁ mm	Q ₃ mm	So	Sk	F ^o / _o	P ^o / _o	P _i	CaCO ₃ o/o
1.	Gräuer Ton,	Holozän	0,0025	0,0003	0,008	5,1	0,38	113	32	81	4
2.	Bunter Ton,	Pannon	0,0050	0,0008	0,025	5,6	0,80	82	37	45	1
3.	Gelber Ton,	Pleistozän	0,0055	0,0015	0,017	3,3	0,84	85	27	58	4
4.	Schwarzer, humusarti- ger Ton	Holozän	0,0060	0,0004	0,032	2,8	0,37	91	39	52	0
5.	Gelber, natronhalti- ger Ton	Pleistozän	0,0090	0,0011	0,029	5,1	0,39	80	23	57	15
6.	Gelber Ton,	Pleistozän	0,012	0,0023	0,025	3,3	0,40	89	24	65	23
7.	Gräuer Ton,	Pleistozän	0,014	0,0030	0,030	3,2	0,46	66	28	38	1
8.	Schwarzer, humusarti- ger Ton	Holozän	0,014	0,0021	0,032	3,9	0,34	62	30	32	0
9.	Rotbräuner Ton,	Pleistozän	0,020	0,0037	0,036	3,1	0,33	56	25	31	0
10.	Schwarzer, humusarti- ger Ton	Pleistozän	0,022	0,0032	0,035	3,3	0,26	48	22	12	12

LITERATUR

- [1] BEKE B.: Aprítás és fajtázás. Budapest, 1952.
- [2] CASAGRANDE, A.: Die Aräometer-Methode zur Bestimmung der Kornverteilung von Böden u. anderen Materialien. Berlin, 1934.
- [3] CORRENS, C. W.: Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Ozeans. „Meteor“ Exped. Berlin—Leipzig, 1935.
- [4] GESSNER, H.: Die Schlämmanalyse. Leipzig, 1931.
- [5] KÉZDI Á.: Talajmechanika, I. Budapest, 1960.
- [6] NEMECZ, E.: Halloysit Gyöngyösorosziból. Földtani Közl., 83., 10—12., 1953.
- [7] UNGÁR T.: Szemcseösszetételi elemzési módszerek összehasonlítása. Földtani Közl., 87., 1., 1957.
- [8] VENDL M.: Szemcsenagyság-elemzések grafikus ábrázolásáról. Mat. és Term.-tud. Ért., 61., 1942.
- [9] VENDEL M.: A kőzetmeghatározás módszertana. Budapest, 1959.

SEDIMENTOLOGICAL INVESTIGATIONS ON THE NW PART OF THE BROWN COAL BASIN SALGÓTARJÁN

BY DR. GYÖRGY VITÁLIS

Design Office for Civil Engineering, Budapest

In the course of the hydrogeological explorations of the side-valley reservoir planned to be constructed in the northern part of the Jégerfő valley near Mihálygerge — one of the versions for solving the problem of water supply to Salgótarján by impounding reservoirs [12] —, detailed sedimentological investigations were made too [13, 14]. Besides supplying basic geological data of greatest importance to the designer of the construction to be, these investigations enriched our knowledge of the Burdigalian and the Lower-Helvetian formations in the NW part of the Salgótarján brown coal basin, by many sedimentological details that were new to us, and, up to the present, could not be found in the special scientific literature in Hungary. On this territory made up from Miocene formations (**Fig. 1.**), it is for the first time we applied methods that, so far, had only been mentioned by Hungarian special literature as concerning Quaternary formations [4, 5, 6, 7].

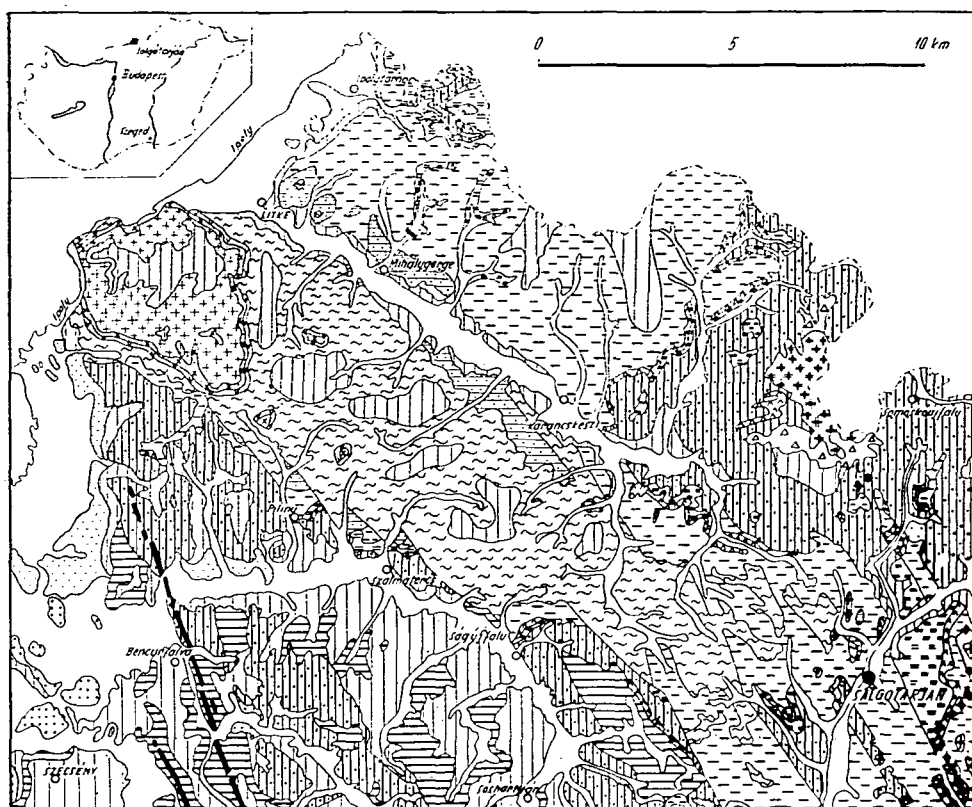
GEOLOGICAL CONDITIONS

The geological conditions of the NW part of the Salgótarján brown coal basin are mainly discussed by the papers of J. NOSZKY [8, 9, 10] and L. BARTKÓ [1, 2].

In the course of the detailed geological investigation of the Mihálygerge-Jégerfő valley water reservoir [13, 14], we distinguished two layers in the Burdigalian (coal substratum) series of strata.

The first (lower) layer is built from the sequence of clay, silt, rock flour and kinds of sands. The second (upper) layer is built from the same rocks, but bentonitic traces, referring to the fall of rhyolite tuffs, were observed in it too. The boundary of the two layers is marked by thin lignite and brown coal traces. Four fluvial sand layers — with coarser grains, in places — can be indicated in the terrestrial Burdigalian series of strata.

The Lower-Helvetian brown coal bed series is represented by the very thin coal seam and coal hanging. The former was observed only in traces, in the prospecting holes of 1959/1960 too, while from 3 well distinguished series of strata could be detected in the coal-hanging.



LEGEND :

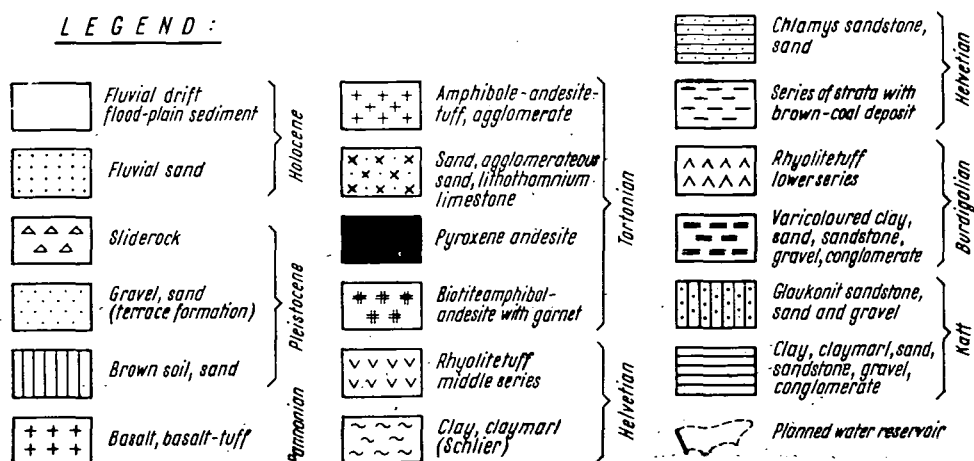


Fig. 1. General geological map of the Salgótarján brown coal basin, NW part (on the basis of the work of MR. L. BARTKÓ)

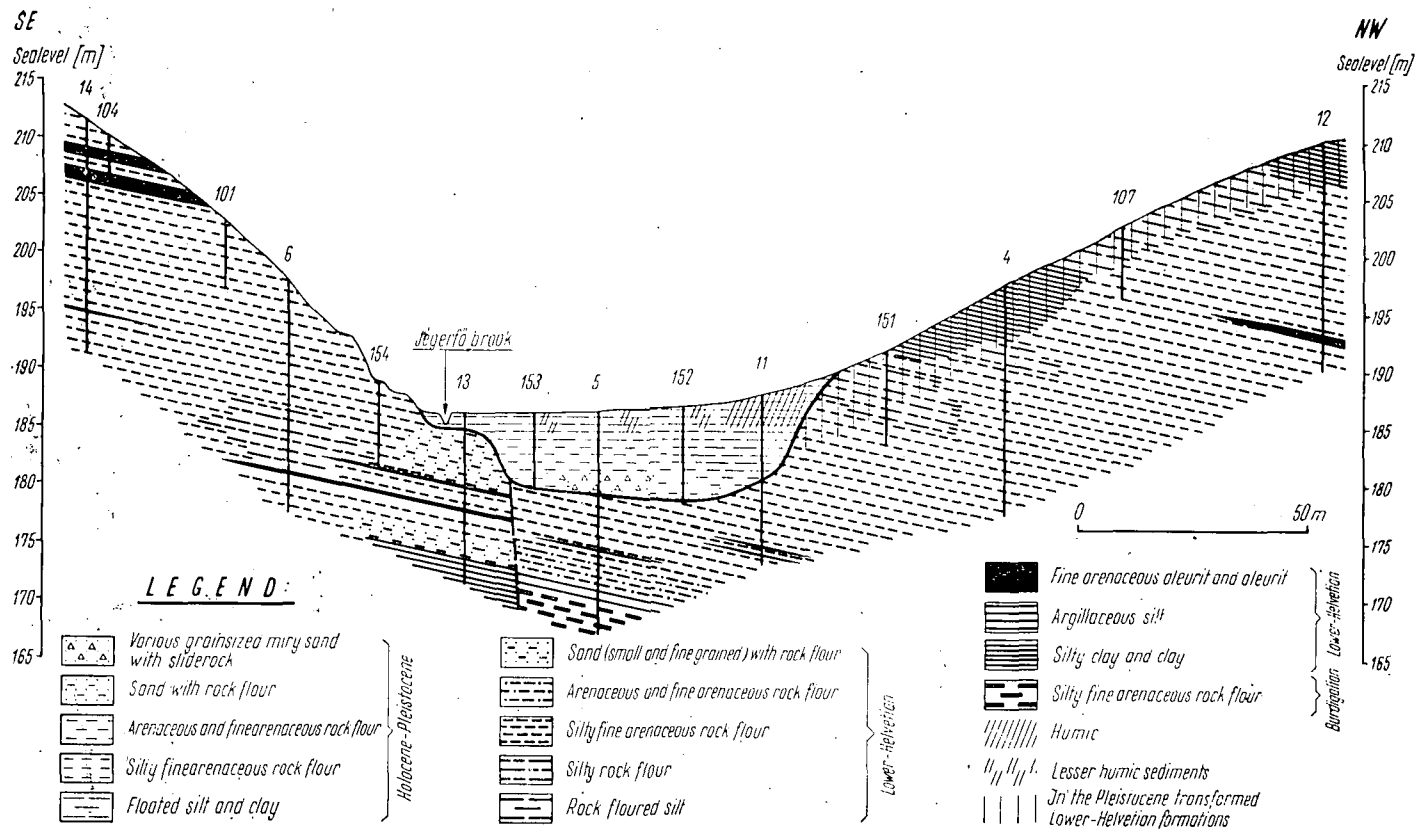


Fig. 2. Geological section of the water reservoir planned in the Jégerfő valley of Mihálygerge

We summed up the most common series of a layer of the coal-hanging, by the name of mostly coagulating, badly classified rock flour with aleurite banks.

Several rock flour or rock flour types of rocks were determined in this series of strata, during the testing of materials. The somewhat silty, fine-arenaceous rock flour was prevailing there. This stratum was well observed in parts of the prospecting holes bored on the site of the projected dam (**Fig. 2.**)

Less extended is the stratum represented mainly by sandstone with plant rests and the silty-clayey rock.

The lower Helvetian (coal hanging) formations are easy to be distinguished from the Burdigalian sediments, by means of the marine radiolarians.

The weathered and decomposed rocks on surface of the Burdigalian and lower Helvetian formations — on climatic grounds — were summed by the name: rock altered in the Pleistocene (because the weathering was most sure in the Pleistocene). The detailed petrographic definition of the formations listed here is shown in **Table 2.**

The youngest formations are the Pleistocene-Holocene flood plain sediments covering the valleys and the talus material.

Characteristic for the tectonics of the region is the observed NW — SE cross fault and the perpendicular NE — SW longitudinal rupture, seen everywhere in the Salgótarján basin. The Burdigalian coal substratum and the Lower-Helvetian brown coal stratum dips averagely 14° SW.

RESULTS OF MATERIAL TESTING

During the *mineralogical-petrographical investigations*, micromineralogical and DTA tests were made, with the kindness of MRS. ILONA MIHÁLYI, who did the former, and of DR. AGNES SZÉKELY who did the later.

The Burdigalian and Lower-Helvetian sand and rock flour samples are — on ground of the micromineralogical tests — nearly of similar composition. This refers to the same place of origin or area of ablation (**Table 1.**)

Biotite and magnetite (or leucoxene) are ruling among the heavy minerals of magmatic origin. The amphibol, enstatite, apatite and the tourmaline originating from pegmatite, are of minor importance. The diopside and zirconium show only in one sample.

Ruling from heavy minerals of metamorphic origin is the garnet and chlorite, of more importance are the tourmaline and epidote, less disthene, andalusite, zoisite and chloritoide. Actinolite and staurolite are only in one sample.

The pyrite, limonite and calcite, representing heavy minerals of epigene origin, are also of minor importance.

Muscovite and quartz are ruling among heavy minerals. More common is the orthoclase, less the quartzite and plagioclase. The submicroscopic mineral grains, cemented with limonite, are quite numerous in some samples.

On base of micromineral tests, it is quite sure that the New-Tertiary arenaceous or rock flour formations building up the area, are to be seen as weathered residues of the „ancient Vepor” — a paleozoic crystalline basement today still on surface, in the northern neighbourhood of the area, on the upper flow of the Ipoly basin.

Table 1. Results of the micromineralogical tests

			Heavy minerals of																							Light minerals								
			Igneous											Metamorphic										Epigenetic		Number of pieces	Heavy mineral weight percent (related to the measured material)	Quartz	Quartzite	Orthoclase	Plagioclase	Muscovite	Submicroscopic with limonite cemented grains	Number of pieces
			origin																															
Number of sample	Number of boring and depth of sample in — m	Name and geological age of rock	Magnetite	Leucoxene	Biotite	Amphibol	Enstatite	Diopside	Apatite	Zircon	Tourmaline (pegm.)	Andalusite	Actinolite	Distene	Epidore	Zoisite	Garnet	Chlorite	Staurolite	Tourmaline	Chloritoid	Pyrite	Limonite	Calcite										
1.	1/9,1—11,8	Medium and coarse grained sand (Burdigalian)	4	—	16	7	2	—	1	—	3	1	—	1	4	—	26	18	—	9	—	5	—	3	100	0,55	14	9	12	—	14	51	100	
2.	17/15,6—17,2	Somewhat silty medium and fine grained sand (Burdigalian)	15	3	5	—	2	—	3	2	—	—	—	3	5	4	40	4	—	6	1	2	5	—	100	3,70	73	—	6	1	11	9	100.	
3.	3/9,5—11,2	Fine arenaceous rock flour (Lower Helvetian)	—	12	30	—	5	—	—	—	—	3	—	—	—	—	5	40	—	3	—	—	2	—	100	0,98	18	—	—	—	63	19	100	
4.	4/9,6—13,2	Somewhat silty, fine arenaceous rock flour (Lower Helvetian)	5	—	30	5	—	3	2	—	—	2	—	2	5	2	23	18	—	—	—	—	—	3	100	0,87	16	—	7	—	48	29	100	
5.	5/13,2—15,0	Fine arenaceous rock flour (Lower Helvetian)	12	—	8	3	2	—	3	—	3	3	3	4	3	4	29	9	1	10	2	1	—	—	100	0,60	57	2	16	—	17	8	100	
6.	6/5,0—11,6	Somewhat silty fine arenaceous rock flour (Lower Helvetian)	2	—	40	—	—	—	3	—	2	—	—	1	2	—	13	30	—	—	—	—	5	2	100	2,80	14	—	7	2	61	16	100	

Differential-thermal quantitative tests were made from some typical samples of the silty-clayey rock formations building up the area (Fig. 3.). The samples investigated from the coal bottom series, listed to the Burdigalian (Fig. 3., 1–8) are from the same character. They contain mainly montmorillonite

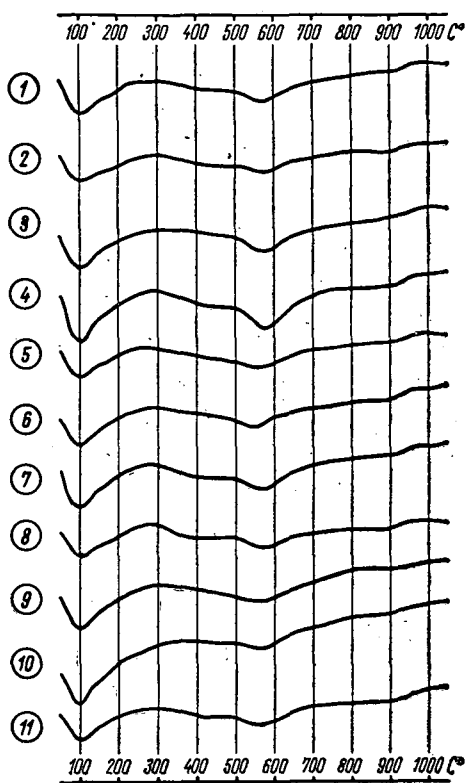


Fig. 3. D. T. A. curves: 1. borehole 1. 15,2–16,1 m, *silty clay*; 2. borehole 1. 16,1–17,1 m, *silty rock flour*; 3. borehole 7. 12,5–13,4 m *somewhat bentonitic silty clay*; 4. borehole 15. 9,8–10,2 m, *bentonitic clay*; 5. borehole 17. 10,4–11,8 m, *slightly bentonitic silt*; 6. borehole 17. 11,8–13,7 m, *somewhat bentonitic clay*; 7. borehole 17. 17,2–18,1 m, *bentonitic clayey silt*; 8. borehole 17. 18,1–19,2 m, *slightly bentonitic silt*; 9. borehole 132. 3,5 m, *silty rock flour*; 10. borehole 133. 4,0 m *strongly silty fine arenaceous rock flour*; 11. borehole 134. 3,0 m, *fine arenaceous clayey silt*; (The samples 1–8 are of the Burdigalian age, 9–11 Lower-Helvetian)

and a little kaolinite. The samples originating from the Lower-Helvetian coal-bed (Fig. 3., 9–11) contain, based on the D. T. analysis, some clay minerals of the montmorillonite type. The montmorillonite contents of some rocks mark only the beginning of clay-mineralization.

We made, in frame of the *sediment-geological* or *sedimentpetrographical* and *engineering geological* investigations, tests for the granulometric composition, plasticity, natural moisture content, shrinkage and carbonate content. These tests were made chiefly by MRS. E. BAJTAY and MR. L. TAKÁCS.

The 140 granulometric tests were grouped on ground of sediment types and geological series. It was possible to determine several distinctive sediments or types of sediment rocks from the various geological epochs. The border-curves of the individual types are shown on figures 4–6.

If we have a look at the border-curves of figures 4–6, it can be seen that — with a few exceptions — the tertiary and quaternary formations are very badly classified sedimentologically. The unclassified state of rocks refers to an origin from a quiet water.

The grain size composition border curves of *Burdigalian* rock sorts (Fig. 4.), belong mainly in the range of sand and rock-flour. The border curves of the somewhat silty, small gravel, medium and coarse grained sand and silty coarse sand marked 1, in comparison with the clays altered in Lower-Helvetian and Pleistocene, show one of our worst sorted kind of rock. The medium and coarse grained sand deposits, marked 2, belong in an exact, from the younger formations well distinguishable realm of grains. The border curves of the somewhat silty, silty or rock floured medium small or fine grained sand, marked 3, and the somewhat silty and very silty fine sanded rock flour with mark 4, enclose a well discernible — from one another and from the former realms — grain sort.

We cleared the origin of the Burdigalian sand sorts, disclosed with bore holes after the system of I. MIHÁLTZ [7]. We observed in the examined samples chiefly grains with sharp breakings, characteristic for fluvial sands belonging to type I. [7, p. 18]. The II. type intermediate grains were secondary. The III. grain-type, characteristic for drift-sand, was not found by us. The Burdigalian sand samples are therefore qualified by us for *fluvatile origin*, because sharp, chipped grains are dominant.

Among the Lower-Helvetian formations corresponding (Fig. 5.) with the shallow sea formation — fine grain stuffs are dominant. Only the well separated, quite unqualified small and medium grained or aleuritic sand-ralm (marked 1.) contains coarser grains, in comparison with the others.

The *fine-arenaceous rock flour* marked 3, from the Lower-Helvetian rocks is prominent with better sorted grains than by the others. The *somewhat silty and silty fine arenaceous rock flour* (marked 4.) is characteristic too for this ralm. A somewhat selected ralm is the little silty, rock floured fine and small grained sand (Figure 5, marked 2.) and the fine arenaceous (Figure 5, marked 5.) silty and very silty (clayey) rock flour.

We can distinguish, on ground of the grain size, 3 types of aleurite bedded between the rock flour formations. Relatively coarser grains too are in the sandy aleurite — and at last, finest is the fine — arenaceous somewhat clayey aleurite. (See figure 5, mark 6, border curves of grain size composition.)

For a sure determination of the cementing material of aleurites, some thin sections were made from the aleurites of the borings 8 and 15. In the mineral composition of the examined samples — after the investigations of Mrs. SZÉKY, DR. VILMA FUX — quartz grains play a role with more muscovite (sericite) filaments with less importance. The filaments are parallel settled. The size of quartz-grains in the thin sections is different, average size of the greatest are 60–80 μ . In the cementing sericite stuff — between the mineral grains — are muscovite filaments from the length of approx. 50 μ . But the greatest part of the cementing is stained with a fine grayish brown, disperse organic stuff.

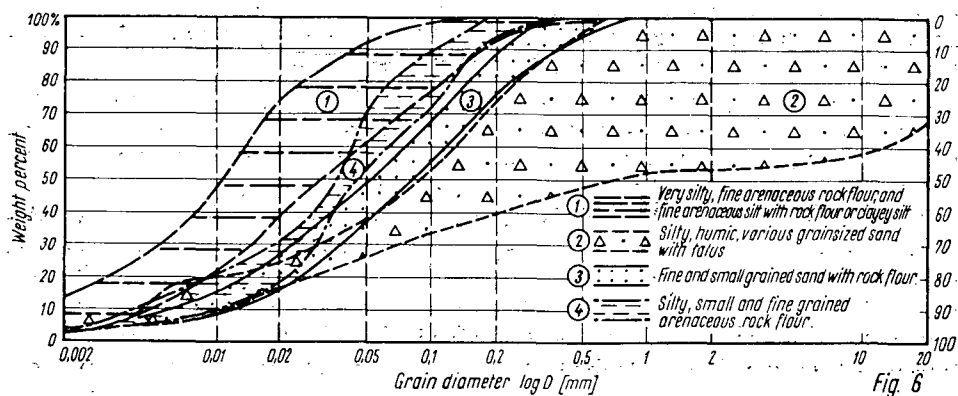
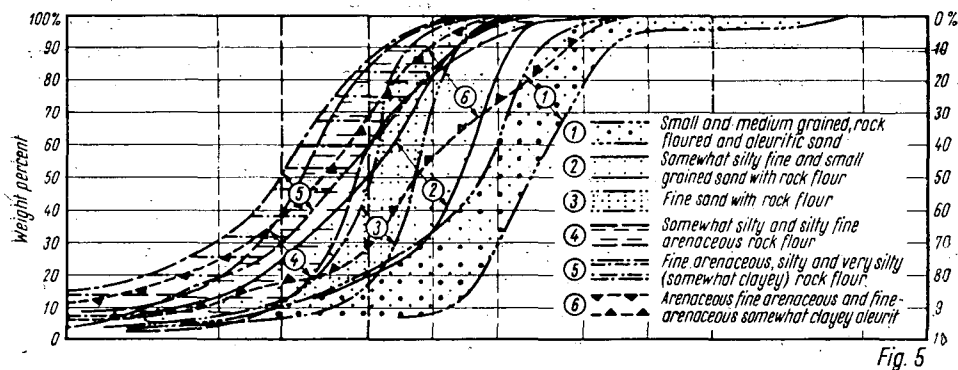
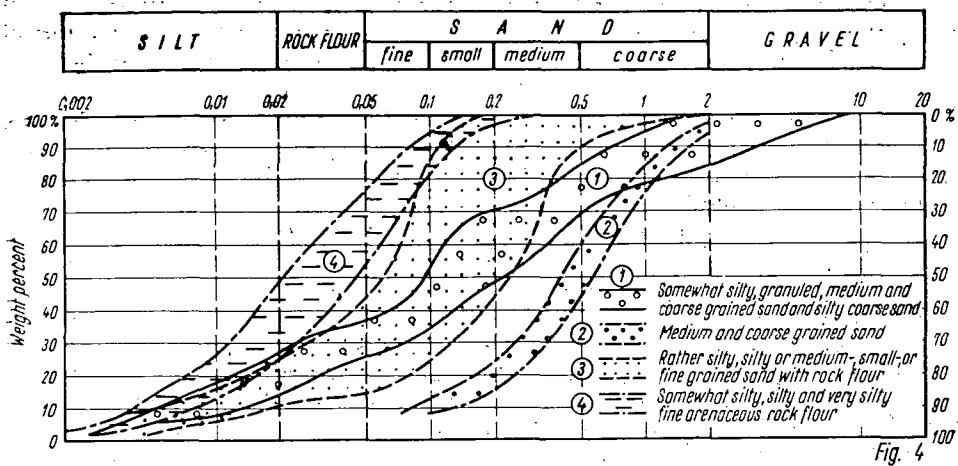


Fig. 4—6. Grain composition border curves of the rock sorts from Burdigalian (Fig. 4.), Lower-Helvetian (Fig. 5.), altered in Pleistocene and Pleistocene-Holocene (Fig. 6.).

In some places there is also a limonitic cementing beside the mainly sericitic material.

We observed several sponge spicules too, in the thin section, but no radiolarias.

The grain composition border curves of Burdigalian or Lower-Helvetian rock sorts transformed in Pleistocene (Fig. 6, sample 1.) enclose the very silty fine sanded rock flour, fine sanded rock floured silt and the clayey silt types of sediments. These are in connection with the Burdigalian, Lower-Helvetian formations, on base of the grain composition too.

The grain composition border curves of badly classified Pleistocene-Holocene sediments originating from the valley bottom (Fig. 6.) are, except of the talus, humic sands of various grain size (Fig. 6, sample 2.) to be sorted easily into the grain composition realm of Lower-Helvetian rocks, because these originate from the weathering of older rocks.

The grain composition border curves, shown on figures 4—6 of rocks building up the NW part of the brown coal basin Salgótarján give precious good comparable and base data to the UNGÁR [11] sample curve classification, which is easy to use in practice.

166 plasticity, 88 shrinkage, 177 water and 73 carbonate content tests were made during engineering geological testings.

By comparing the results of the plasticity tests with the macroscopic petrographic tests and the grain composition, we determined the key of classification for the rocks of the area, on ground of the plasticity index. As the following list shows.

Name of rock	Plasticity index (Pi %)
Somewhat silty, fine sanded and silty rock flour	15—25
Silt with rock flour	25—30
Clayey silt	30—35
Silty clay	35—40
Clay	over 40

Naturally, the above list is of general aspect. The somewhat big fluctuation of values of the rock flour is the result of the badly classified state of stuffs. The characteristic components of materials can be better defined because of the failing of coarser grains, in the case of the silt-clay rocks, which are badly classified in the area too.

With this new system of classification — at least in the NW part of the Salgótarján brown coal basin — we see a way to list the rock sorts tested and classified by others, with the rock classification terms used in this paper. This is important because several engineering-geological and soil mechanical explorations were also made in the neighbourhood of the area. This classification makes easier the geological evaluation of these, if plasticity tests are at hand.

We make our observation on this place, that the CaCO_3 contents of the rocks of small plasticity index in the area, are somewhat greater than those of other materials.

The natural water content values of the tested samples are mostly identical for the various rock sorts.

Table. 2. Average and extreme values of sediment and engineering geological tests, made on characteristic rock material of the area

Name and geological age of rock		Uniformity coefficient	Liquid limit	Plasticity index	Natural moisture content	Linear shrinkage	Carbonate content $\text{CaCO}_3\%$
<i>Silty rock flour</i> (Burdigalian)	Aver.	—	38,2	20,3	16,2	5,7	—
	Max.	—	43,6	23,6	22,8	6,2	—
	Min.	—	32,5	15,0	13,1	5,3	—
Somewhat silty, silty and very silty <i>finearenaceous rock flour</i> (Burdigalian)	Aver.	9,5	34,5	15,5	14,7	6,0	0,36
	Max.	12,5	41,8	20,8	19,1	6,2	0,62
	Min.	6,1	30,8	12,5	10,1	5,9	0,14
Somewhat bentonitic <i>silt with rock flour</i> and silt, <i>bentonitic silt</i> (Burdigalian)	Aver.	—	47,8	25,9	17,1	9,2	—
	Max.	—	50,2	27,5	24,5	—	—
	Min.	—	42,5	24,9	12,0	—	—
<i>Clayey silt</i> , bentonitic (Burdigalian)	*	6,2	51,4	31,3	14,1	—	—
Somewhat bentonitic silty clay (Burdigalian)	*	—	57,6	35,6	29,9	10,4	—
<i>Silty clay</i> (Burdigalian)	Aver.	—	59,9	36,8	14,4	—	—
	Max.	—	62,0	38,5	17,0	—	—
	Min.	—	56,0	34,8	10,4	—	—
<i>Bentonitic clay</i> (Burdigalian)	*	—	66,6	42,4	—	9,9	—
Somewhat silty, fine and small <i>sand</i> with rock flour (Lower Helvetian)	Aver.	10,4	36,4	13,9	27,4	—	—
	Max.	13,0	37,2	14,0	28,9	—	—
	Min.	7,8	35,7	13,9	26,0	—	—
<i>Fine sand</i> with rock flour (Lower Helvetian)	Aver.	3,1	—	—	22,0	—	—
	Max.	6,0	—	—	29,8	—	—
	Min.	1,8	—	—	8,0	—	—
Somewhat silty, fine <i>arenaceous rock flour</i> (Lower Helvetian)	Aver.	5,4	44,1	16,4	26,3	4,0	1,51
	Max.	9,3	50,4	25,1	36,0	6,4	5,76
	Min.	2,5	31,2	6,4	16,5	0,8	0,08
Silty and very silty small and <i>fine arenaceous rock flour</i> (Lower Helvetian)	Aver.	9,2	45,4	18,2	25,4	3,8	0,56
	Max.	13,4	46,7	20,2	33,8	5,1	2,24
	Min.	4,9	43,7	13,3	19,7	1,6	0,03
<i>Silty and very silty rock flour</i> (Lower Helvetian)	Aver.	—	51,1	21,6	29,9	5,2	0,1
	Max.	—	57,0	23,4	33,5	7,6	0,2
	Min.	—	29,3	11,8	24,5	3,5	0,0
Humic and fine arenaceous silt with rock flour and somewhat <i>clayey silt</i> with rock flour (Lower Helvetian)	Aver.	12,3	54,8	25,8	26,7	7,2	1,1
	Max.	15,0	70,0	29,3	33,4	9,7	3,1
	Min.	10,0	44,4	15,7	21,4	3,5	0,1
Rock floured and somewhat clayey silt, and <i>clayey silt</i> (Lower Helvetian)	Aver.	7,8	67,5	32,7	30,7	7,9	0,22
	Max.	8,0	69,8	35,3	34,6	9,0	0,39
	Min.	7,6	65,6	28,6	27,4	7,0	0,03
<i>Aleurite</i> (Lower Helvetian)	*	—	40,1	9,6	10,9	1,0	5,42
<i>Fine arenaceous, somewhat clayey aleurite</i> (Lower Helvetian)	*	—	52,5	29,6	31,6	5,8	—
Humic and <i>fine arenaceous clayey silt</i> with rock flour and <i>clayey silt</i> (altered in the Pleistocene)	Aver.	9,7	59,6	32,8	27,7	8,1	0,21
	Max.	11,2	65,8	35,7	34,3	10,7	0,76
	Min.	8,7	49,8	28,0	20,0	6,0	0,04
Fine arenaceous very silty rock—flour—and <i>silty rock flour</i> (altered in the Pleistocene)	Aver.	17,9	35,7	19,8	18,3	—	—
	Max.	20,9	38,0	22,6	20,9	—	—
	Min.	15,0	31,9	16,5	16,0	—	—
Arenaceous and fine arenaceous <i>silt</i> with rock flour (altered in the Pleistocene)	Aver.	12,6	47,3	27,8	26,0	9,9	0,04
	Max.	13,3	50,0	28,7	31,7	10,6	0,10
	Min.	12,0	44,7	25,6	18,0	9,0	0,00
Humic and silty <i>wood soil</i> (altered in the Pleistocene)	Aver.	—	48,8	30,0	26,2	10,1	0,09
	Max.	—	55,4	37,3	29,0	12,4	0,11
	Min.	—	38,8	20,1	24,2	7,3	0,16
Humic silty clay and humic clay, — <i>clay</i> (altered in the Pleistocene)	Aver.	—	78,0	42,2	—	—	—
	Max.	—	81,2	47,2	—	—	—
	Min.	—	75,0	35,5	—	—	—
Somewhat silty, silty, fine and small arenaceous <i>rock flour</i> (Pleistocene — Holocene)	Aver.	7,6	36,1	17,4	—	6,1	—
	Max.	12,5	43,4	21,2	—	7,1	—
	Min.	1,9	31,0	14,8	—	5,2	—
Humic and fine arenaceous <i>poured silt</i> , somewhat clayey <i>silt</i> (Pleistocene — Holocene)	Aver.	—	40,4	20,8	24,6	8,9	0,15
	Max.	—	45,2	25,1	29,2	10,1	0,15
	Min.	—	36,2	17,1	21,4	7,8	0,14

Remarks: The maximal and minimal extreme values, presented in the table are not always datas of the same rock samples.

* = only 1 test.

The linear or edgewise shrinkage values of the different kinds of rocks give information for the possibility of building into a projected dam.

The carbonate content in the rocks of the Jégerfő valley is very poor. It is varying between 0,00 and 5,76%, determined with calcimeter.

From the sediment- and engineering-geological investigations made on the rocks of the area, based upon the tests of characteristic samples, geological age and formation of sediments, the summarized average maximal and minimal values were summed up in **Table 2**.

From the various kinds of rocks of the area, for filling of an earth dam and for its clay fill the following sorts can be used.

The most convenient *to be built into the planned dam*, as for compactibility as for watertightness, are the kinds of rock flours and silts of the area. The most prominent from these is the Lower-Helvetian, somewhat silty, fine arenaceous rock flour; the silty and very silty small and fine arenaceous rock flour; the silty rock flour; and the fine arenaceous rock floured silt. The listed rock formations are suitable, in general, for their value of uniformity coefficient, their liquid limit or their plasticity index (**Table 2**).

The rock sorts for filling the dam are those [3] with a uniformity coefficient below or above the value 5, the liquid limit between 65% and 15%, the plasticity index between 33,6 and 3,6%. The value of linear shrinkage is below 5%.

The fine arenaceous very silty rock flour, the arenaceous and fine arenaceous rock floured silt, transformed in Pleistocene, are convenient too for the former purpose.

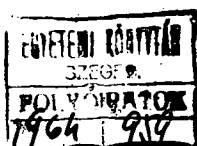
Rocks with greater plasticity and linear shrinkage as the former values, can be used too, for the *clay-fill of the dam*. These are the rock floured or fine arenaceous clayey silt and the clayey silt, the silty clay and clay altered in the Pleistocene, and at last the Lower-Helvetian rock floured and somewhat clayey silt or clayey silt (**Table 2**).

We can find among the Burdigalian (coal bottom) formations materials (rock flour, silt, clay etc.), convenient for the purposed norm of dam building, too. Because of the alternating stratification, however, rock material of similar composition could be assured only with the opening of new pits. The use of these is, therefore, not economic.

REFERENCES

1. BARTKÓ L.: A salgótarjáni barnakőszénmedence ÉNy-i részének földtani viszonyai. — Les conditions géologiques de la partie NO du bassin de houille brune de Salgótarján. (*Földtani Intézet Évi Jelentése*, 1948. p. 101—109. Bp. 1952.)
2. BARTKÓ L.: A nógrádi barnakőszénterület földtani vizsgálata. (Kandidátusi értekezés. Kézirat, 1962.)
3. GALLI L.: Földgátak tervezésének alapelvei. (*VIZITERV Tervezési segédletek*, 3. Kézirat, Bp. 1960.)
4. MIHÁLTZ I.: Homokszem nagyság helyszíni meghatározása. — Détermination sur place de la grandeur des grains de sable. (*Földtani Közlöny*, **82**, 1952. p. 51—57.)
5. MIHÁLTZ I.: La division des sédiments quaternaires de l'Alföld. (*Acta Geologica*, **Tom. II**. Fasc. 1—2. p. 109—120. Bp. 1953.)
6. MIHÁLTZ I.: Erosionszyklen — Anhäufungszyklen. (*Acta Univ. Szegediensis, Miner.—Petrogr.* **Tom. VIII**, p. 51—62., Szeged, 1955.)

7. MIHÁLTZ I.—UNGÁR T.: Folyóvízi és szélfújta homok megkülönböztetése. — Determination of fluviatile and blown sand. (*Földtani Közlöny*, **84**, 1954. p. 17—28.)
8. NOSZKY J.: A Cserhától É-ra levő terület földtani viszonyai. (*Földtani Intézet Évi Jelenése* 1917—19. p. 48—60., Bp. 1923.)
9. NOSZKY J. Geologische Verhältnisse des mittleren Ipoly-Tales. (*Jahresbericht der Ung. Geologischen Anstalt* 1917—24. p. 115—136. Bp. 1934.)
10. NOSZKY J.: A Cserhát hegység földtani viszonyai. — Die Geologie des Cserhát-Gebirges. (*Magyar tájak földtani leírása*. III. Bp. 1940.)
11. UNGÁR T.: Üledék- és talajosztályozások összehasonlítása. — Some aspects of sediment- and soil classifications. (*Hidrológiai Közlöny*, **37**, 1957. p. 34—43.)
12. VITÁLIS GY.: A Salgótarján környékén tervezett víztározások földtani lehetőségei. — Geologische Möglichkeiten der in der Umgebung von Salgótarján geplanten Speicher. (*Hidrológiai Közlöny*, **40**, 1960. p. 208—223.)
13. VITÁLIS GY.: A mihálygergei Jégerfő völgy északi részének földtani viszonyai. (Doktori értekezés. Kézirat, 1961.)
14. VITÁLIS GY.: A Mihálygerge, Jégerfő-völgyi víztározó földtani vizsgálata. — Geologische Untersuchung des Speicherbeckens im Mihálygerge-Jégerfő Tal. (*Hidrológiai Közlöny*, **42**, 1962. p. 132—144.)



CONTENTS

Interessante Ablagerung von Chalcidon. BÁNYAI, J.	3
Analytical Methods of Manganese Ores I. GRASSELLY, GY.	7
Noremia, a New Microfossil Genus from the Hungarian Eocene, and Systematical and Stratigraphical Problems about the Crassosphaeridae. KEDVES, M.	19
Beiträge zur Kenntnis der Metavulkanite von Mátra-Gebirge. MEZÖSI, J.	29
Sedimentpetrographische Untersuchung in pliozänen und pleistozänen Ablagerungen in Süden des ungarischen Tieflandes. MOLNÁR, B.	43
Beiträge zur Kenntnis der Kornverteilung von tonigen Sedimenten. UNGÁR, T.	53
Sedimentological Investigations on the NW Part of the Brown Coal Basin Salgótarján. VITÁLIS, GY.	61

A kiadásért felel: Koch Sándor
A kézirat nyomdába érkezett: 1962 augusztus
Megjelenés: 1962 december

Készült-Linó-szédéssel, íves magasnyomással, 6.25 (A/5) iv terjedelemben
az MSZ 5601-59. sz. szabvány szerint
Szegedi Nyomda Vállalat 62-3176